

АКАДЕМИЯ НАУК
СССР

В. Л. ДУК, М. Е. САЛЬЕ, В. С. БАЙКОВА

**СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ
ЭВОЛЮЦИЯ
И ФЛОГОПИТОНОСНОСТЬ
ГРАНУЛИТОВ АЛДАНА**

•

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

552.4+551.26+549.62+553.677

В. Л. ДУК, М. Е. САЛЬЕ, В. С. БАЙКОВА

СТРУКТУРНО-
МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ
ЭВОЛЮЦИЯ
И ФЛОГОПИТНОСТЬ
ГРАНУЛИТОВ АЛДАНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД
1975



1226

Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1976, стр. 1-227.

Гранулитовые комплексы исследовались в трех взаимосвязанных аспектах: структурном, метаморфическом и металлогеническом. Выявлены цикличность деформаций и метаморфических процессов, положение флогопитоносных магнезиальных скарнов в истории развития гранулитовых комплексов. Выделены два тектоно-метаморфических цикла, каждый из которых характеризуется нисходящим рядом структурных форм и прогрессивной и регрессивной стадиями метаморфических процессов. Флогопитовые месторождения являются результатом эволюции метаморфических комплексов гранулитовой фации низких давлений и возникают на регрессивной стадии тектоно-метаморфического цикла. Библ. - 176 назв., рис. - 85, табл. - 38.

Ответственный редактор
канд. геол.-минер. наук А.Н.Неелов

Д 20803-577 561-74
055(02)-75

© Издательство „Наука“, 1975

ВВЕДЕНИЕ

Центральная часть Алданского щита, расположенная в междуречье Алдана и Тимптона, является крупнейшей флогопитоносной провинцией СССР, приуроченной к докембрийским комплексам архея гранулитовой фации метаморфизма. Флогопитовые месторождения связаны здесь с породами формации магнезиальных скарнов (Коржинский, 1947; Маракушев, 1958; Шабынин, 1960; Лицарев, 1961), к которым в этом районе приурочены также месторождения железа и боровая минерализация, а в других районах – редкоземельная и апатитовая минерализация. В связи с этим понятен тот интерес, который проявляется как производственными, так и научно-исследовательскими организациями к изучению таких комплексов пород гранулитовой фации метаморфизма, поскольку выявление общих закономерностей формирования в них месторождений формации магнезиальных скарнов позволяет делать научно обоснованные прогнозы на новых территориях. Пример такого прогнозирования дал Д.С.Коржинский, с именем которого связано как начало геологического изучения архейского комплекса Алдана, так и открытие здесь месторождений флогопита. Возможность открытия была им блестяще обоснована на основании анализа и сопоставления парагенезисов метаморфических пород, слагающих Алдан и Южное Прибайкалье. Этим было подтверждено наличие связи флогопитовых месторождений с породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Отсюда вытекал и новый принцип металлогенического анализа, позволяющий по-новому рассмотреть закономерности образования и размещения в земной коре месторождений, пространственно приуроченных к комплексам метаморфических пород.

Скарновое происхождение диопсидовых пород, контролирующих размещение флогопита, оспаривал Н.Г.Судовиков (1956), который высказал представление об образовании флогопитоносных диопсидовых метасоматитов вследствие процессов метасоматоза, считая их проявлением фронта базификации и относя во времени к началу второй эпохи диастрофизма. Выделение в центральной части Алданского щита образований двух геотектонических циклов явилось новым шагом в понимании возрастного положения флогопитоносных диопсидовых метасоматитов.

Основными задачами проведенных исследований являлись: 1) выяснение структурно-метаморфической эволюции суперкрупных толщ Алданского массива и определение в ней места формирования флогопитовых месторождений; 2) исследование геохимии рудоконтролирующих зон и месторождений с целью установления их парагенетических и генетических связей; 3) изучение петрологии процесса формирования флогопитоносных диопсидовых метасоматитов. Эти задачи были поставлены Н.Г.Судовиковым, и работы проводились авторами под его руководством с 1961 по 1966 г., а с 1967 по 1972 г. – под руководством А.Н.Неелова.

Работы были сосредоточены в междуречье Курунг-Хоонку-Эгете-Тимптон, в бассейне р. Ыллымах, в районе устья р. Тимптон, на Куранахской, Эмельджакской и Леглиерской группах флогопитовых месторождений. Исследования включали площадное детальное картирование отдельных участков и проводились на основе методов структурного и парагенетического анализов последовательности метаморфического и метасоматического минералообразования. При обработке материала были использованы данные химических анализов пород (130 анализов) и минералов (90 анализов), выполненных главным образом В.Д.Бугровой, а также В.Ф.Гусевой, Е.Е.Зевелевой, З.К.Зульфикаровой. Руководитель лаборатории - Л.И.Афанасьева. Полуколичественные и количественные (на Ba и Sc) спектральные анализы выполнены К.В.Орловской, определение содержаний редких щелочей методом фотометрии пламени проведено С.З.Яковлевой и В.Ф.Гусевой. Все эти работы выполнены ИГГД АН СССР. Геохимия редкоземельных элементов исследовалась в содружестве с Д.А.Минеевым, химические и рентгеноспектральные определения содержания редкоземельных элементов выполнены сотрудниками ИМГРЭ АН СССР МГ СССР В.Н.Архангельской, Р.Л.Борикским, Г.Н.Лаврищевой. Проведено специальное рентгеноструктурное исследование полевых шпатов и гиперстенов (51 образец). Математические обработки материала выполнены по программам, составленным сотрудником Института геологии Коми филиала АН СССР М.П.Кетрис на ЭВМ „Найри-С“ и „Минск 32“. В этой работе принимал участие также Л.В.Шенкман. Определения показателей преломления выполнены В.С.Байковой и частично младшими научными сотрудниками К.Д.Борисовой, М.В.Терентьевой и старшим лаборантом А.С.Поляковой в Лаборатории физических свойств минералов и горных пород ИГГД АН СССР. Мономинеральные фракции подготавливались в Лаборатории физических свойств минералов и горных пород ИГГД АН СССР под руководством старшего научного сотрудника Ю.В. Никитина старшими лаборантами В.П.Марчаком, Л.Н.Ставецкой, А.В.Овечкиным и старшим лаборантом Лаборатории метаморфизма ИГГД АН СССР И.М.Ивановым. В полевых работах принимали участие студенты геологического факультета ЛГУ В.А.Яшнева и В.Г.Бороздин. Пользуясь случаем, авторы выражают искреннюю благодарность всем названным лицам.

Авторы особенно признательны научному руководителю и ответственному редактору А.Н.Неелову и В.А.Глебовицкому. С большой благодарностью и теплотой авторы вспоминают многочисленные консультации и советы Н.Г.Судовикова.

Принятые сокращения названий минералов

Альбит	- Ab	Диопсид	- Di	Сапфирин	- Saph
Альмандин	- Alm	Калиевый поле-		Серпентин	- Serp
Амфибол	- Am	вой шпат	- KFsp	Силлиманит	- Sil
Андалузит	- And	Кальцит	- Calc	Сканолит	- Sc
Андрадит	- Andr	Кварц	- Qu	Спессартин	- Spess
Анортит	- An	Клиногумит	- Clh	Флогопит	- Fl
Апатит	- Ap	Кордиерит	- Cord	Хлорит	- Clh
Биотит	- Bt	Корунд	- Cor	Шпинель	- Sp
Везувиан	- Vez	Магнетит	- Mt	Чермакит	- Ch
Волластонит	- Woll	Мусковит	- Mu	Эпидот	- Ep
Геденбергит	- Hed	Ортоклаз	- Or		
Гиперстен	- Hyp	Паргасит	- Parg		
Гранат	- Gr	Пироп	- Pyr		
Гроссуляр	- Gross	Роговая об-			
		манка	- Hb		

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Алданская флогопитовая провинция сложена комплексом архейских гнейсов и кристаллических сланцев, первоначально метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. Современные представления о геологическом строении и эволюции архейских структур рассматриваемой территории сформировались в результате исследований В.Н.Зверева (1913), Д.С.Коржинского (1936б, 1939 и др.), Н.Ф.Фроловой (Фролова, Кленовкина, 1945; Фролова, 1962), Е.М.Лазько (1956 и др.), Ю.К.Дзевановского (Дзевановский, 1958; Дзевановский, Лазько, 1956 и др.), Н.Г.Судовикова (Судовиков, 1954; Судовиков, Другова, 1962б), Г.М.Друговой (Другова и др., 1959; Другова, 1964), М.Д.Крыловой (Другова и др., 1959; Крылова, 1972), А.Н.Неелова (Неелов и др., 1962, 1968), В.И.Кицула (1971 и др.) и коллективов геологов-съемщиков ЯТГУ, ВАГТа, ВСЕГЕИ: Е.П.Миронюка (1961, 1968), И.М.Фрумкина (1961, 1970, 1971а, 1971б), В.А.Мокроусова (1968, 1970), Л.М.Реутова (1968), Г.Ю.Лагздиной (Дзевановский и др., 1970) и многих других.

В последние годы Алданский массив рассматривается в качестве древнейшего раннеархейского ядра, окаймленного позднеархейскими и более молодыми складчатыми системами (Неелов и др., 1962; Косыгин и др., 1964). Геохронологические исследования различных кристаллических пород массива в целом подтвердили архейский возраст алданских гранулитов 3400 ± 500 , 3200 ± 500 млн лет - свинцово-изохронный метод (Рудник и др., 1969; Герлинг и др., 1970) - и выявили региональное „омоложение“ (1950-2000 млн лет) датировок возраста по K-Ar методу (Геохронология..., 1968). Заниженными являются и некоторые свинцовые изохронные определения возраста, которые получены по цирконам из различных пород Алданского массива и зеленосланцевым диафторитам (2200, 2500 млн лет соответственно), рассматриваемым А.И.Тугариновым в качестве доказательств нижнепротерозойского возраста алданского комплекса (Тугаринов и др., 1967).

Центральная часть Алданского кристаллического массива (бассейны рр. Алдана и Тимптона) отличается исключительно широким распространением флогопитоносных метасоматических пород. Почти все месторождения флогопита расположены в пределах района, ограниченного на западе Верхне-Амгинским (рис. 1, I), а на востоке - Тыркандинским (рис. 1, II) глубинными разломами. Тыркандинский разлом является, возможно, границей внешней и внутренних структурно-фациальных зон архейской подвижной области (Фрумкин, 1967, 1971б).

На западе район флогопитовых месторождений ограничен зоной широкого проявления регионального диафтореза зеленосланцевой фации и ставролит-андалузит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации. На юге флогопитоносные толщи перекрыты отложениями мезозойских прогибов Южно-Якутского каменноугольного бассейна и отделяются Аном-

жакским глубинным разломом (рис. 1, III) от внутренних структурно-фациальных зон архейской подвижной области. На севере кристаллические породы массива несогласно перекрыты платформенными отложениями. В указанных границах центральная часть Алданского массива известна под названием Нимнырского блока.

§ 1. СУПЕРКРУСТАЛЬНЫЕ ТОЛЩИ

Кристаллические породы Нимнырского блока изучены наиболее детально. Метаморфизованные в условиях гранулитовой фации архейские осадочные и вулканогенные породы Д.С.Коржинский подразделил (1936б, 1939) на иенгскую, чарнокитовую (тимптонскую) и желтулинскую серии, различающиеся по петрографическому составу распространенных в них ассоциаций пород. В дальнейшем при геологическом картировании Алданского массива за основу стратиграфического расчленения архейского метаморфического комплекса принималось подразделение его на иенгскую, тимптонскую и желтулинскую серии.

В центральной и западной частях Нимнырского блока глубоко вскрыта нижняя часть разреза суперкрупных образований Алданского кристаллического массива. На западе распространены следующие ассоциации пород, обычно рассматриваемые в качестве различных стратиграфических подразделений *верхнеалданской свиты* (от древних к молодым): 1) кварциты с подчиненными полосами и линзами высокоглиноземистых гнейсов, реже основных кристаллических сланцев; 2) основные кристаллические сланцы и высокоглиноземистые гнейсы, часто чередующиеся с полосами кварцитов; 3) однородная толща кварцитов с единичными полосами основных кристаллических сланцев и высокоглиноземистых гнейсов. Перечисленные ассоциации соответствуют стратотипу иенгской серии Д.С.Коржинского. Синонимами *верхнеалданской свиты* здесь являются суонтитская, надсуонтитская (Фролова, Клековкин, 1945), средняя, кварцитовая, чугуинская (Ушакова, 1958) свиты. В центральной части блока кварциты сменяются толщей, в которой преобладают биотито-гиперстеновые, гранато-биотито-гиперстеновые и высокоглиноземистые гнейсы. Другие разновидности пород встречаются в резко подчиненном количестве. Толща обычно называется *нимнырской свитой* (Реутов, 1968; Фрумкин, 1967) или рассматривается в качестве верхней подсвиты *верхнеалданской свиты* (Вережкин и др., 1966). Другие ее названия: *нимгеро-чугуинская свита* (Лазько, 1948), *гранатовая, усть-нимнырская* (Ушакова, 1958) свиты.

Вышележащая толща сложена пироксеновыми, амфиболо-пироксеновыми кристаллическими сланцами и гнейсами, карбонатными породами и их метаморфическими производными. Почти все исследователи называют ее *федоровской свитой*. Флогопитовые месторождения Алданской провинции приурочены к горизонтам карбонатных пород этой свиты, в связи с чем она изучена наиболее полно. О положении *федоровской свиты* в суперкрупных сериях алданского архея и характере ее нижней границы существуют взаимоисключающие представления. Впервые выделивший эту свиту С.П.Коноплев рассматривал ее в качестве базальных слоев тимптонской серии, залегающих, по мнению Л.М.Минкина, с региональным структурным несогласием. Тогда же Ю.К.Дзевановский (1958) рассмотрел *федоровскую свиту* как согласно залегающую верхнюю часть разреза иенгской серии. В последнем варианте утратил смысл единственный первоначальный критерий выделения иенгской серии — кварцито-глиноземистая, бескарбонатная ассоциация.

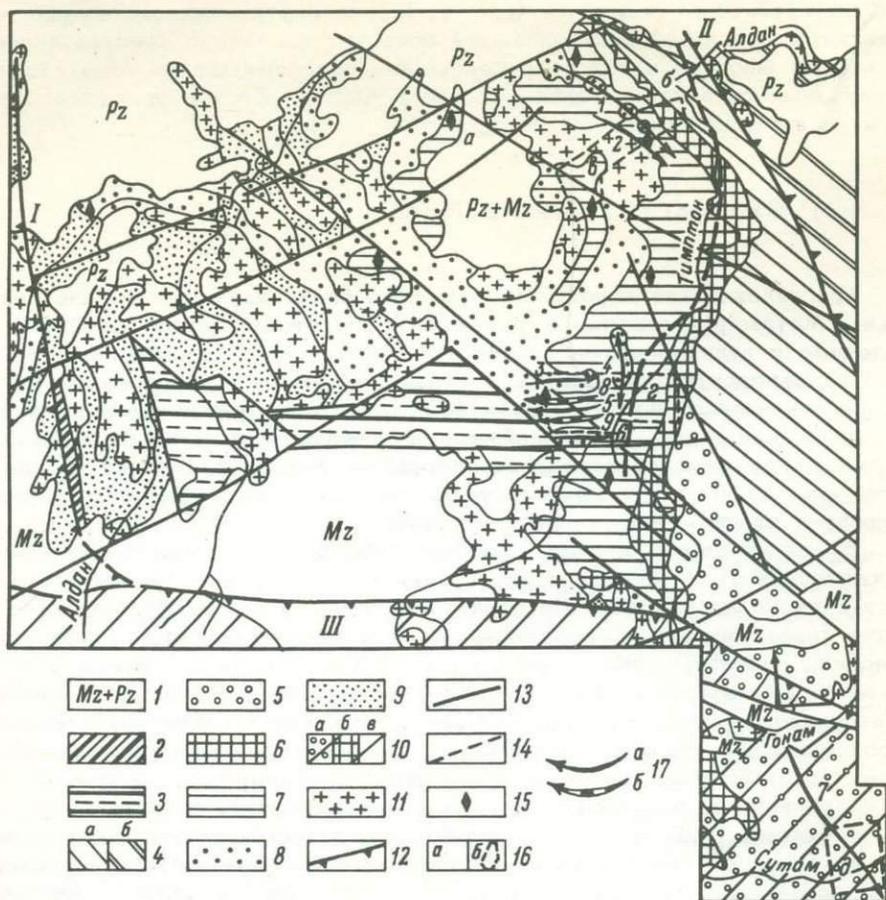


Рис. 1. Схема распространения раннекембрийских серий и свит в центральной части Алданского щита и структурно-фациальных зон раннеархейских подвижных областей (по И.С.Фрумкину, 1971б).

1 - отложения мезозоя (Mz) и палеозоя (Pz) нерасчлененные; 2 - субганская серия; 3 - дес-леглиерская серия; 4 - тимптоно-желтулинская серия (а - неподразделенные толщи внешней и б - промежуточной структурно-фациальных зон); 5-9 - иньгрская серия (внешняя структурно-фациальная зона): 5 - надиджасская толща (комусская, нельгуйская и сеймская свиты, нерасчлененные), 6 - иджасская, 7 - федоровская, 8 - нимнырская и 9 - верхнеалданская свиты; 10 - иньгрская серия (промежуточная структурно-фациальная зона): а - надиджасская толща, б - иджасская swath, в - нерасчлененные толщи; 11 - области широкого развития архейских гранитоидов и гранито-гнейсов; 12 - глубинные разломы; 13 - главные региональные разломы; 14 - граница Алдано-Тимптонской и Тимптоно-Учурской складчатых систем (по Е.П.Максимову, А.Н.Угрюмову, 1966); 15 - месторождения флогопита; 16 - участки структурных исследований ИГД АН СССР: а - Куранахская группа флогопитовых месторождений, б - бассейн р. Б.Выллымах, в - район устья р. Тимптон, г - междуречье Курунг-Хоонку-Эгете-Тимптон, д - район среднего течения р. Сутам; 17 - осевые поверхности рассматриваемых в работе главных антиформных (а) и синформных (б) складок второго этапа деформаций. Цифры на карте: I - Верхнеамгинский, II - Тыркандинский, III - Анамжак-

Выходы пород федоровской свиты распространены по периферии центральной части Нимырского блока. Наиболее полно она представлена в восточной части блока. Здесь в разрезе свиты при крупномасштабном картировании были выделены (снизу вверх): медведевский, любкакайский, леглиерский, керибиканский, хатыминский, атырский и лакусовский горизонты. В составе медведевского, леглиерского и хатыминского горизонтов существенную роль играют магнезиально-карбонатные породы. Все три указанных горизонта являются маркирующими, продуктивными на флогопит. Промышленные месторождения приурочены к леглиерскому горизонту. Любкакайский горизонт сложен основными кристаллическими сланцами и гнейсами, иногда с подчиненными прослоями биотито-гиперстеновых и глиноземистых гнейсов. Керибиканский горизонт представляет значительную часть разреза федоровской свиты. Его нижняя и верхняя части сходны по составу и представлены основными кристаллическими сланцами и гнейсами, грубо чередующимися с биотитовыми гнейсами. В средней части горизонта иногда отмечаются карбонатные породы. Атырский горизонт сложен пироксеновыми и амфиболсодержащими гнейсами, реже - кристаллическими сланцами. В лакусовском горизонте наряду с этими же разновидностями пород широко распространены диопсидовые кристаллические сланцы и гнейсы. В обоих горизонтах отмечаются биотито-гранатовые гнейсы. Объем и распространение отложений двух последних горизонтов для всей площади крупномасштабных съемок точно не установлены. Недостаточно обосновано и выделение их в качестве наиболее верхних горизонтов федоровской свиты.

В восточной части Нимырского блока с 1960 г. выше федоровской свиты выделяют иджакскую и улунчинскую свиты (Фрумкин, 1961). И д ж а к с к а я свита состоит из двупироксеновых, диопсидовых и амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов, чередующихся с гранатовыми гнейсами и карбонатными породами. По составу она близка к федоровской свите, отличаясь от нее присутствием глиноземистых гнейсов почти на всей площади выходов. У л у н ч и н с к а я свита характеризуется широким распространением по всему ее разрезу лейкократовых гранатовых гнейсов, среди которых в подчиненном количестве встречаются полосы и линзы гиперстеновых гнейсов, двупироксеновых, гранато-двупироксеновых основных кристаллических сланцев и гнейсов, силлиманит- и кордиеритсодержащих гнейсов, гранатовых кварцито-гнейсов. Для свиты типично почти полное отсутствие карбонатных пород. Иджакская свита была включена в иенгскую серию, а улунчинская свита стала рассматриваться в качестве базальных, несогласно залегающих отложений тимптоно-джелтулинской (Фрумкин, 1961, 1971б) или тимптонской (Дзевановский и др., 1970) серии. Такое понимание базальных слоев тимптоно-джелтулинской (тимптонской) серии, характера ее нижней границы и объема иенгской серии разделяется многими исследователями Алданского массива (Максимов, Угрюмов, 1966; Мокрусов, 1968, и др.) и отражено в принятой редакционным советом ВСЕГЕИ рабочей стратиграфической схеме среднемасштабных государственных геологических карт Алданской серии.

В качестве исходных тектонических предпосылок выделения иджакской и улунчинской свит были приняты представления о моноклинальном

ский глубинные разломы; 1 - Эмельджакская, 2 - Юкунгринская, 3 - Крестяхская, 4 - Эгетинская, 5 - Бурдыхлайская, 6 - Кеторская и Дауркинская антиформные складки; 7 - Федоровская и 8 - Курунг-Хоонкунская синформные складки.

залегании всех толщ в восточной краевой части Нимнырского блока и отсутствии здесь существенных по размеру изоклинальных или даже просто опрокинутых складок. При прослеживании стратиграфических границ замеры сланцеватости, мигматитовой полосчатости и слоистости рассматривались в качестве характеристик общего залегания поверхности напластования. Все это находится в прямом противоречии с исследованиями структур метаморфических толщ Алданского массива и раннедокембрийских метаморфических толщ других регионов (см. гл. II, III). Выделению приведенной выше ассоциации пород в качестве самостоятельной иджакской свиты препятствует повсеместное развитие сравнительно крупных изоклинальных и опрокинутых складок разных генераций и разного порядка не только на площади выходов федоровской свиты, но и в области „простых складчатых структур“ тимптон-желтулинской серии и в зоне их контакта. Располагаясь между федоровской свитой на западе и улунчинской свитой на востоке, иджакская свита как бы несет в себе черты обеих контактирующих с ней свит. Последнее обстоятельство при учете совместной изоклинальной и опрокинутой складчатости двух принципиально различных по составу толщ (федоровской и улунчинской) может рассматриваться и как чередование пород на крыльях изоклинальных и опрокинутых складок. В таких структурных условиях резкое колебание ширины выхода (по И.М.Фрумкину, мощности) и состава пород иджакской свиты не может считаться прямым доказательством перекрытия части ее разреза улунчинской свитой. На данном уровне изучения характера нижней границы улунчинской свиты эти данные должны быть отнесены к категории фактов, еще не имеющих однозначной интерпретации.

В последние годы в юго-восточной части Нимнырского блока выделена согласно нарастающая вверх разрез иенгрской серии надиджакская толща метаморфических пород высокой степени гранулитовой фации (Фрумкин, 1971а), ранее коррелируемая с различными свитами тимптонской серии. Толща подразделена (снизу вверх) на сеймскую, нельгуйскую и камусскую свиты иенгрской серии. В сеймскую свиту включены глиноземистые гнейсы и кварциты с подчиненными прослоями гиперстеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов, реже — высокоглиноземистых гнейсов и карбонатных пород. К нельгуйской свите отнесены гиперстеновые, биотито-гиперстеновые, гранато-гиперстеновые гнейсы и кристаллические сланцы, основные кристаллические сланцы и гнейсы с прослоями биотито-гранатовых гнейсов и редко диоксидовых кристаллических сланцев, кальцифиров и высокоглиноземистых гнейсов. Камусская свита представлена чередованием биотито-гранатовых гнейсов, основных кристаллических сланцев, реже — гиперстеновых сланцев и гнейсов. Распространены полосы и линзы карбонатных пород и кварцитов.

Выделение рассмотренной толщи в качестве надиджакской (надфедоровской) части разреза вряд ли справедливо по следующим причинам: 1) непосредственно к западу от выходов пород этой толщи в долине р. Тимптон располагается сложенное породами федоровской свиты ядро опрокинутой к западу синклиналиобразной структуры первого порядка; 2) к югу от мезозойских прогибов (Сутамский блок) в центральной части выходов „надиджакской толщи“ нами выявлено ядро веерообразной антиклиналиобразной линейной структуры первого порядка (рис.1). При таком характере крупных региональных структур корреляция выделяемых здесь свит оказывается возможной только с дофедоровской частью разреза алданского архея. При этом следовало бы принять обратную указанной выше последовательность залегания свит.

Суперкрустальные образования северо-восточной и восточной частей Нимнырского блока обычно рассматриваются в качестве различных стратиграфических подразделений тимптонской и желтулинской серий (Дзевановский и др., 1970) или тимптоно-желтулинской серии (Фрумкин, 1961, 1971б). Кроме упомянутой выше улунчинской свиты, выделяют: а) суннагинскую свиту (синонимы: верхне- и нижнесуннагинская свита), представленную монотонной толщей гиперстеновых, реже - двупироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев; б) кюрканскую свиту - толщу переслаивания различных по составу основных кристаллических сланцев и гнейсов с подчиненными им прослоями известково-силикатных пород, мраморов и биотито-гранатовых гнейсов; в) сутамскую свиту - однообразную толщу биотито-гранатовых гнейсов с резко подчиненными прослоями мраморов, диопсидовых, двупироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов и высокоглиноземистых гнейсов. Сутамской свитой заканчивается разрез архейских толщ восточной части Нимнырского блока. Ю.К.Дзевановский (Дзевановский, 1958; Дзевановский и др., 1970) сутамскую свиту относит к базальным отложениям желтулинской серии. Отмеченные им в основании свиты конгломераты при дальнейших исследованиях не подтвердились (Крылова, Неелов, 1960), а включение улунчинской свиты в состав тимптонской серии привело к исчезновению единственного первоначального критерия ее выделения - чарнокитовой серии (Коржинский, 1936б, 1939). Более правильным следует признать рассмотрение выделяемых в настоящее время объемов тимптонской и желтулинской серий в составе единой тимптоно-желтулинской серии (Фрумкин, 1961, 1971б).

Следует обратить внимание на то, что изучение структур первого порядка приводит к выводу о возможности корреляции „надиджакской толщи“ только с дофедоровской частью разреза иенгрской серии. Последнее обстоятельство создает некоторые предпосылки для рассмотрения несогласно залегающей федоровской свиты (подтверждено нами, см.гл.II) в качестве отложений желтулинской серии (Черкасов, 1967) в центральной части Нимнырского блока.

Л.М.Минкин, И.Д.Вороной (1958), а позднее В.И.Кицул и К.А.Лазебник (1966) высказали мнение о присутствии в юго-западной части Нимнырского блока более молодых образований (унгринский комплекс), залегающих в наложенном Унгринско-Тимптонском грабен-синклинории, который в 1958 г. выделен Л.М.Минкиным. На западе грабен-синклинорий имеет четкую тектоническую границу и сложен амфиболовыми, биотитовыми, редко диопсидо-амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами амфиболитовой фации (Другова и др., 1959), среди которых наблюдаются многочисленные тела метагаббро, метагаббро-диоритов и различных по составу и возрасту гранитов. Восточнее, в полосе широкого развития гранитоидов, они сменяются близкими по составу толщами гранулитовой ступени метаморфизма. Прогрессивно метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций толщи Унгринско-Тимптонского грабен-синклинория выделены В.В. Куришьным (1971) и вслед за ним И.М.Фрумкиным (1971б) в самостоятельную надиенгрскую (надфедоровскую) дес-леглиерскую серию (рис. 1). При таком решении вопроса было утрачено некоторое метаморфическое обоснование возрастного положения унгринского комплекса (Кицул, Лазебник, 1966). Других же данных для выделения этой ограниченной разломами группы пород не было и пока нет.

Заканчивая на этом характеристику суперкрустальных образований, отметим, что в зоне Верхне-Амгинского глубинного разлома, в полосе широкого проявления зеленосланцевого диафтореза, в строении фундамента участвуют нижнепротерозойские отложения Ярогинского грабена.

§ 2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

В первых обобщениях результатов систематических геолого-съемочных работ (Павловский, 1944) центральная часть Алданского массива рассматривалась как область развития сложнослоистых толщ, смятых в систему крупных линейных антиклинорных и синклинорных структур общего северо-западного простирания.

В 1958 г. Л.М.Минкин обосновал новые представления о тектоническом строении Нимнырского блока, выделив в нем в качестве структур высшего порядка крупные изометрические или овальные в плане „антиклинорные области“. Линейные складки первого порядка были рассмотрены как сопутствующие им структурные формы второго порядка. Главные особенности тектонического строения центральной части Нимнырского блока определяются Нижне-Тимптонской „антиклинорной областью“ высшего порядка (рис. 1). В последующих работах (Судовиков и др., 1962б; Грабкин, 1965; Максимов, Угрюмов, 1966, и др.) она рассматривалась в качестве куполообразного антиклинального поднятия или купола. Нижне-Тимптонская куполовидная структура изучена наиболее полно. Судя по результатам детальных съемок Якутского геологического управления, куполообразное поднятие имеет в плане вид почти замкнутой дуги. Плавное обтекание ядра куполовидной структуры складками второго порядка характерно лишь для внутренней ее части, а также северо-восточной и юго-западной периферии, т.е. для мест, где существует сходство ориентировок периферических границ „купола“ с общим северо-западным простиранием главных линейных складчатых структур Нимнырского блока.

В периферической части юго-восточного окончания Нижне-Тимптонской куполовидной структуры была выявлена довольно резкая смена широтных складок породами субмеридионального простирания. Такая резкая смена структур явилась одним из оснований для выделения в Алданском кристаллическом массиве двух складчатых систем: Алдано-Тимптонской и Тимптоно-Учурской. К первой относятся сложнопостроенные изометрические и овальные структуры центральной и западной частей Нимнырского блока, в ко второй - более „простые“, линейные складчатые структуры его восточной части (рис. 1). Со времени выделения указанных складчатых систем (Дьяков и др., 1960; Фрумкин, 1961) иенгрская серия и Алдано-Тимптонская складчатая система рассматриваются в качестве образований нижнего, а тимптоно-желтулинская серия и Тимптоно-Учурская складчатая система - верхнего подъярусов архейского яруса, разделенных крупным регионально-структурным несогласием. По мнению Е.П.Максимова и А.Н.Угрюмова (1966), сочленение Алдано-Тимптонской и Тимптоно-Учурской складчатых систем осуществляется по зоне „крупного скрытого разлома“ (стр. 55), проходящего в основном в пределах поля развития пород иенгрской серии (рис. 1).

Принадлежность обсуждаемых складчатых систем к разным структурным подъярусам не была достаточно обоснована. Даже сторонники их выделения при определении времени завершения складчатости в Алдано-Тимптонской складчатой системе приходят к выводу, что „Алдано-Тимптонская складчатая система либо является более поздней по отношению к Тимптоно-Учурской, либо сформировалась одновременно с нею на месте уже существовавшей ранее складчатой области“ (там же, стр. 57). Между складчатыми системами существуют морфологические и отсутствуют возрастные различия, позволяющие отнести Алдано-Тимптонскую складчатую систему к структурам нижнего структурного подъяруса, т.е. к складчатым сооружениям раннеархейского (дотимптоно-желтулин-

ского) геотектонического цикла. Даже в наиболее детально изученной федоровской свите фактически не описаны дотимптоно-желтулинские складчатые структуры, а следовательно, отсутствуют и какие-либо структурные данные для выделения (Фрумкин, 1971б) Иенгрского и Тимптоно-Желтулинского структурно-вещественных комплексов. Существующее представление (Фрумкин, 1971б) о пространственной обособленности комплексов и соответствующих им складчатых сооружений естественно не может рассматриваться в качестве доказательства разновозрастности непосредственно контактирующих складчатых систем. Следует заметить, что широкое развитие на площади выходов древнего комплекса систем складок верхнего структурного подъяруса является одной из характернейших особенностей метаморфических комплексов раннего докембрия.

В результате исследований ИГГД под руководством Н.Г.Судовикова в западной части Нимнырского блока были выделены образования двух эпох диастрофизма (Судовиков, 1956; Другова и др., 1959). Выделение этих эпох основывалось на сопоставлении деформаций с процессами ультраметаморфизма и Fe-Mg-Ca-метасоматоза. Формирование месторождений флогопита отнесено ко второй эпохе диастрофизма. Складчатые структуры Нимнырского блока были подразделены М.Д.Крыловой (Другова и др., 1959) на: 1) древние, относительно простые структуры периода регионального метаморфизма; 2) складчатые структуры более сложного строения, в образовании которых значительную роль сыграли дифференциальные движения периода ультраметаморфизма, вызвавшие формирование мелких, нередко изоклиальных складок; 3) структуры, возникшие в условиях реоморфизма после образования метасоматических диопсидовых пород (вторая эпоха диастрофизма). Такое подразделение складчатых структур предложил Р.И.Гришкян (1966). Наблюдаемую в юго-восточной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры (рис. 1) смену субширотных складчатых структур меридиональными он рассматривает как результат переработки раннего структурного плана субширотных дислокаций тектоническими движениями второй эпохи диастрофизма.

Применение методов структурного анализа позволило авторам выделить в Нимнырском блоке восемь этапов последовательно наложившихся друг на друга деформаций, которые имели здесь место после отложения федоровской свиты, залегающей с региональным структурным и стратиграфическим несогласием на породах верхнеалданской и нимнырской свит. Этапы деформаций объединены в два тектонических цикла. Каждый из выделенных циклов характеризуется определенной направленностью структурных и метаморфических преобразований пород и последовательной сменой гранитоидов. В этой схеме последовательности структурных, метаморфических и магматических процессов вполне определенное место занимают флогопитоносные метасоматиты. Полученные новые данные изложены в специальных главах (II-У) настоящей работы, поэтому нет необходимости здесь останавливаться на этом более подробно.

§ 3. МЕТАМОРФИЗМ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ

При изучении парагенезисов минералов Алданского массива были разработаны различные аспекты парагенетического анализа (Коржинский, 1936а, 1936б, 1940, 1945; Маракушев, 1965; Кицул, 1969, 1971; Лутц, 1966, и др.) и выяснены отличия условий минералообразования в разных частях массива (Другова, 1959, 1963, 1964; Маракушев, 1965; Кицул, 1969, 1971, и др.). Метаморфизованные в условиях гранулитовой фации различные кристаллические образования Алданского массива были отне-

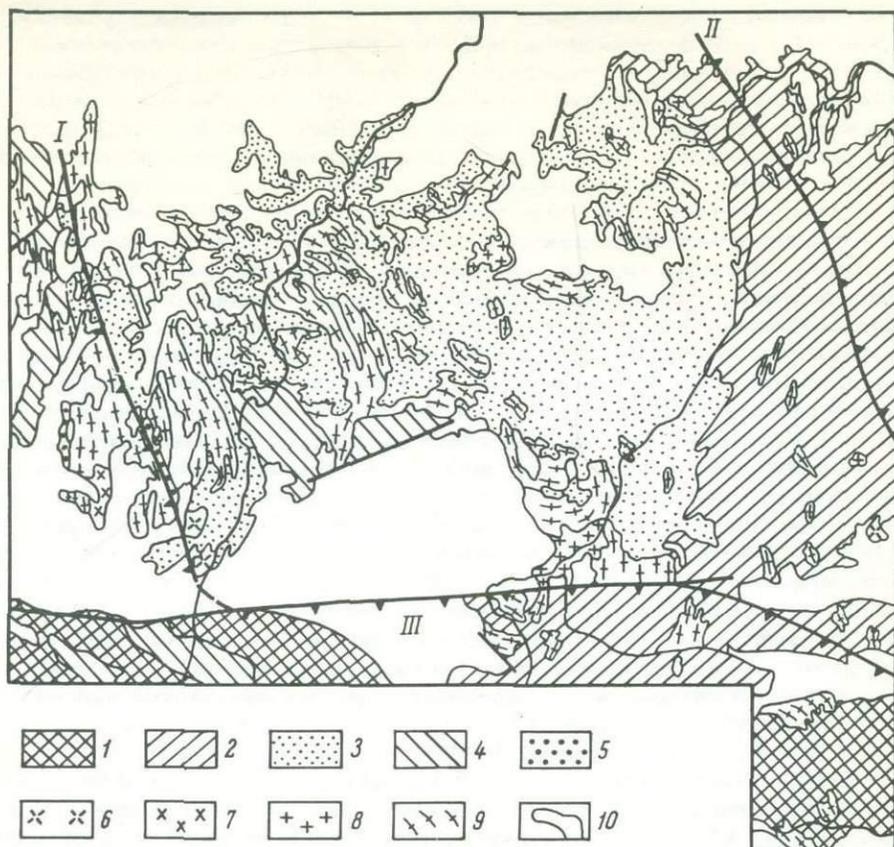


Рис. 2. Карта прогрессивного метаморфизма Алданского щита (по В.И.Кицулу, В.С.Шкодзинскому, 1972).

Фации прогрессивного метаморфизма: 1 - гранулитовая фация высоких давлений, 2 - гранулитовая фация повышенных давлений, 3 - гранулитовая фация умеренных давлений, 4 - амфиболитовая фация, 5 - эпидото-амфиболитовая + амфиболитовая фации; магматические породы: 6 - мезозойские интрузии разного состава, 7 - граниты калинатрового ряда постскладчатые, 8 - граниты калинатрового ряда и калиевого ряда амфиболитовой фации, 9 - гранито-гнейсы; 10 - геологические границы. Остальные обозначения те же, что на рис. 1.

сены Д.С.Коржинским к глубинной „алданской“ фации контактовых известняков и кристаллических сланцев. Отличительными особенностями этой фации глубинности он считал широкое развитие ассоциаций гиперстена с плагиоклазом, полное отсутствие волластонита и гроссуляра и ряд других. В дальнейшем, в связи с обнаружением волластонита (Лицарев, 1956; Перцев, 1959), высказывались предположения, что к безволластонитовой фации глубинности принадлежат только наиболее глубоко эродированные толщи массива.

Предпринятое А.А.Маракушевым (1965) изучение парагенезисов глиноземистых пород позволило выделить ассоциации внутренней части Алданского массива в алданскую фацию глубинности, которой были противопоставлены наблюдаемые в южной краевой части массива ассоциации более глубинной сутамской фации. На неодинаковую глубинность формирования пород в разных частях массива указывала и Г.М.Другова (1964).

Различия в глубинности гранулитовой фации северных и южных частей массива объяснялись неодинаковой эродированностью кристаллического фундамента вследствие различной контрастности последующих блоковых движений (Маракушев, 1965).

На основании исследований сопряженного изменения составов существующих плагиоклазов и скаполитов и гранатосодержащих парагенезисов основных пород В.И.Кицул (1969, 1971) уточнил намеченное ранее А.А.Маракушевым увеличение глубинности метаморфизма в направлении с севера на юг. В результате этих работ было выявлено увеличение температуры и глубинности метаморфизма как в меридиональном, так и в широтном (с запада на восток) направлениях. На составленной В.И. Кицулом карте метаморфических фаций Алданского массива показаны площади развития минеральных ассоциаций гранулитовой фации низких, умеренных и высоких давлений (рис. 2). Две последние соответствуют алданской и сутамской фациям глубинности А.А.Маракушева. В Нимнырском блоке распространены ассоциации, отвечающие условиям субфации наиболее низких температур и давлений.

По мнению Г.М.Друговой (Другова и др., 1959), древнеархейские образования западной части Нимнырского блока прогрессивно метаморфизованы в условиях амфиболитовой и низкотемпературной гранулитовой фации. Позднее В.И.Кицул и К.А.Лазебник (1966) толщи амфиболитовой ступени метаморфизма отнесли к более молодому унгринскому комплексу, с прогрессивным метаморфизмом которого стал связываться региональный диафторез амфиболитовой фации (Михайлов, 1973) в окружающих их древнеархейских породах гранулитовой фации. Однако до сих пор остается неясным, в каких геологических взаимоотношениях находятся прогрессивная и наложенная амфиболитовые фации.

По исключительно широкому распространению различных по составу и возрасту гранитоидов Нимнырский блок существенно отличается от смежного с ним Алданского кристаллического массива. Восточная граница области широкого развития гранитоидов расположена еще в пределах блока и в целом совпадает с рассмотренной ранее зоной разграничения Алдано-Тимптонской и Тимптоно-Учурской складчатых областей (рис. 1). Среди гранитоидов Нимнырского блока различаются биотитовые, амфиболовые, пироксеновые и турмалиновые разновидности. Ю.К.Дзевановский (1946) подразделил гранитоиды на следующие возрастные группы (от древних к молодым): 1) плагиограниты и гранодиориты, 2) мяскокрасные биотитовые и амфиболовые граниты и 3) аляскиты. При возрастном расчленении гранитоидов не было определено их отношение к регионально проявленным тектоническим и метаморфическим процессам.

Позднее на основании возрастных взаимоотношений $Fe - Mg - Ca$ метасоматитов и гранитоидов последние были разделены Н.Г.Судовиковым (1956) и М.Д.Крыловой (Другова и др., 1959) на образования первой и второй эпох диастрофизма. К первой эпохе отнесены плагиограниты, биотитовые, амфиболовые граниты и аляскиты, ко второй - аляскиты и гранит-пегматиты. Согласно этой схеме, ультраметаморфизм и гранитообразование первой эпохи диастрофизма происходили в западной части Нимнырского блока как в выделенном позднее унгринском комплексе, так и за его пределами, только в условиях амфиболитовой фации. Все гранитоиды первой эпохи диастрофизма сформировались до, а второй - после $Fe - Mg - Ca$ метасоматитов. В рассматриваемой возрастной шкале сопоставляются взаимосвязанные явления: $Fe - Mg - Ca$ метасоматиты и гранитоиды. В дальнейшем при расчленении $Fe - Mg - Ca$ метасоматитов на разновозрастные группы пород (Михайлов, 1960а, 1960б, 1973; Мурзав, 1961) сразу же обнаружилась недостаточность положенного в основу данной шкалы классификационного признака.

В.А.Рудник (1967, 1972) предложил новую схему последовательности образования гранитоидов Алданского массива. Отвлекаясь от обсуждения изотопного возраста гранитоидов, отметим, что на площади иенгурской серии он выделил гранитоиды двух эпох гранитообразования. Наиболее ранними гранитоидами (I этап) первой эпохи являются чарнокиты прединверсионной стадии развития подвижной области. Основная масса развитых здесь гранитоидов относится к образованиям инверсионной стадии (II этап) первой эпохи. Согласно В.А.Руднику, формирование гранитоидов инверсионной стадии происходило в регрессивных условиях, в режиме пограничной области между гранулитовой и амфиболитовой фациями и в режиме рогообманково-биотитовой температурной ступени. Ранний прединверсионный этап гранитообразования второй эпохи в пределах иенгурской серии он устанавливает по изменению минеральных парагенезисов амфиболитовой фации гранитоидов II этапа в направлении к гранулитовой фации. В тимптоно-желтулинской серии к образованиям этого времени относятся эндрбиты и чарнокиты. Гранитообразование инверсионной стадии второй эпохи имело регрессивный характер. В Нимнырском блоке оно происходило в условиях амфиболитовой фации и развивалось в результате метасоматической гранитизации, контролируемой зонами разломов. В схеме В.А.Рудника выделение двух эпох гранитообразования основано на совершенно иных, чем у Н.Г.Судовикова, принципах.

При обобщении многолетних исследований процессов ультраметаморфизма и гранитообразования М.Д.Крыловой (1972) в основу их расчленения положены такие признаки, как соотношение с проявлениями Fe-Mg-Ca метасоматоза, отношение к главным этапам складчатости, принадлежность к образованиям определенной фации метаморфизма, взаимоотношения различных гранитоидов между собой и др. М.Д.Крылова выделила три этапа ультраметаморфизма и гранитообразования с подразделением каждого этапа на несколько групп последовательно образующихся гранитоидов. Гранитоиды I этапа распространены в пределах площадей развития гранулитовой фации. Процессы ультраметаморфизма II и III этапов протекали в условиях амфиболитовой фации. Гранитоиды II этапа образовались до, а III этапа - после завершения процессов Fe-Mg-Ca метасоматоза. Кромедробного расчленения каждого из этапов, новым в сравнении с ранней схемой (Судовиков, 1956; Другова и др., 1959) здесь оказывается выделение процессов ультраметаморфизма и гранитообразования в условиях гранулитовой фации в качестве самостоятельного этапа. Выделяются гранитоиды, сопряженные со складчатостью, и гранитоиды, развивающиеся на заключительных ее этапах или после ее завершения.

При все возрастающем количестве наблюдений над возрастными соотношениями складчатых и разрывных деформаций с процессами гранитообразования и Fe-Mg-Ca метасоматоза (Крылова, 1972; Михайлов, 1973) возраст деформаций по-прежнему определялся из их соотношений с указанными процессами. Все это вызывало настоятельную необходимость разработки независимых структурной и метаморфической шкал последовательности событий. Метасоматические диопсидовые породы и сопоставляемые с ними гранитоиды моложе развитых здесь серий, поэтому место данных образований в провинциальной стратиграфической шкале можно определить только по отношению к этапам тектонических движений, складчатости и метаморфизму. Взаимная корреляция структурных и метаморфических реперов, а также специфичность некоторых генераций структур позволили выяснить регрессивную направленность тектонических и метаморфических процессов в период образования метасоматических флогопитоносных диопсидовых пород. При этом было выяснено, что ранние минеральные ассоциации пород Нимнырского блока отвечали значительно более высокотемпературным и глубинным условиям образования в сравнении с широко распространенными в нем парагенезисами субфации наиболее низких температур и давлений гранулитовой фации.

ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ТОЛЩ
АЛДАНО-ТИМПТОНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

1226

Суперкрустальные толщи Алдано-Тимптонского междуручья принадлежат к глубокометаморфизованным древнейшим образованиям раннего докембрия, в которых обычно отсутствуют базальные толщи, а также отчетливые структурные и стратиграфические несогласия между различными по составу ассоциациями гнейсов и кристаллических сланцев. Вопрос о положении таких толщ в провинциальной стратиграфической шкале может решаться только на основании анализа наложенных тектонических, метаморфических и магматических процессов. Именно эти процессы, но не время отложения исходных осадков, датируются в глубокометаморфизованных толщах различными методами изотопной геохронологии. Между тем априори ясно, что корреляция таких толщ на основании последующих (вторичных) по отношению к седиментации критериев допускает как вероятность отнесения разновозрастных осадков разных геоструктурных зон к разновозрастным метаморфическим комплексам, так и, наоборот, — возможность объединения существенно разновозрастных осадочных толщ (серий) в один комплекс.

Применение в глубокометаморфизованных толщах докембрия методов структурного анализа позволило установить, что многократная складчатость и присутствие разновозрастных систем сланцеватых текстур являются характернейшими их особенностями (Эз, 1967, 1968; Лазарев, 1971, 1972; Fyson, 1971; Миллер, 1973). Не представляют исключения в этом отношении и суперкрустальные серии Алданского массива (Гранулитовая фация..., 1972). Неоднократность складчатых деформаций и параллельность в метаморфических толщах сланцеватости осевым поверхностям изоклинальных складок приводят к тому, что в зоне контакта как разновозрастных (несогласно залегающих), так и разновозрастных (согласно залегающих) суперкрустальных серий будет иметь место субпараллельное залегание плоскостных элементов строения (замеры слоистости, сланцеватости, метаморфической полосчатости, простираение осевых поверхностей складок). И наоборот, отчетливое срезание границ одной группы пород областью распространения пород другого состава в метаморфических комплексах часто не является признаком стратиграфического и углового несогласия толщ. Такие границы, как правило, оказываются складчато деформированными поверхностями древних разрывов, присутствие которых все чаще устанавливается в метаморфических комплексах раннего докембрия (Эз, 1968). В такой ситуации оказываются непригодными, казалось бы, испытанные приемы стратиграфической корреляции, основывающиеся на выявлении одних толщ в других по направлению простираения развитых в них плоскостных текстур. В метаморфических комплексах подобного рода соотношения имеют место и при несогласном залегании толщ. В качестве обоснования разновозрастности не могут приниматься и постепенные переходы между коррелируемыми толщами, поскольку их неоднократная деформация и глубокий метаморфизм создают иллюзию толщ переслаивания (повторения



пород на крыльях изоклинальных чешуеобразных складок) с постепенным изменением режима седиментации.

В структурном аспекте проблемы одновозрастности (согласное залегание) или разновозрастности (несогласное залегание) метаморфических толщ могут решаться лишь на основе тщательного сопоставления всех наблюдаемых в них этапов деформаций. При этом как достаточное условие для отнесения одной из толщ к более древним образованиям следовало бы принять установление в ней более древнего этапа деформаций и надежные свидетельства отсутствия одновозрастных с ним структурных форм в более молодой толще.

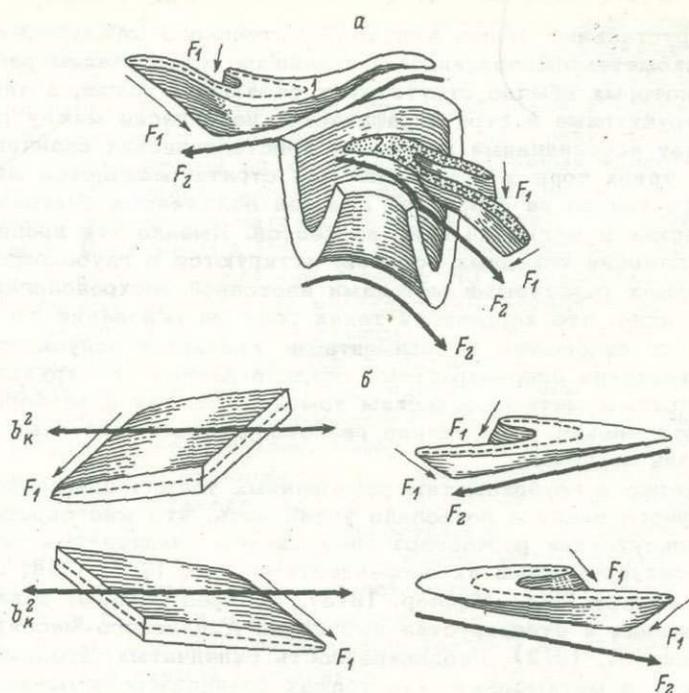


Рис. 5. Ориентировка шарниров складок первого и второго (указано стрелками) этапов деформаций в средней части Федоровской синформной структуры (район междуречья Курунг-Хоонку-Эгете-Тимптон).

а - наблюдаемая ориентировка шарниров; б - предполагаемая первоначальная ориентировка шарниров и осевых плоскостей складок первого этапа и ее изменение в результате складчатых деформаций второго этапа; F_1 и F_2 - шарниры складок первого и второго этапов; b_k^2 - ориентировка кинематической b -оси деформации второго этапа; 1 - медведевский и 2 - леглиерский горизонты федоровской свиты.

Уже при первом просмотре карт (рис. 3, 4) становятся очевидными исключительная сложность границ между горизонтами и невозможность интерпретации некоторых их контуров с позиций одноактной деформации горизонтально лежащих слоев. Последнее обстоятельство заставило нас на ранних этапах составления карт ограничиться выделением пород, резко отличающихся друг от друга по петрографическому составу. Маркирую-

щими для данной части алданского архея оказались горизонты и пачки, сложенные диопсидовыми, двупироксеновыми и диопсидо-амфиболовыми кристаллическими сланцами (реже гнейсами) с подчиненными прослоями мраморов и кальцифиров. Сложность выделения стратиграфических подразделений заключается в том, что в известные для центральной части Алданского массива крупные складчатые структуры сминаются не моно-клинально залегающие горизонты и свиты, а уже сложно дислоцированные толщи. В силу этих причин прослеживание границ между стратиграфическими подразделениями фактически сводится к прослеживанию границ неоднократно деформированного пакета складок, в строении которого обычно участвуют более чем два выделяемых стратиграфических подразделения. Кроме того, в неоднократно деформированных толщах залегание пород в ядрах антиклинале- или синклиналеобразных складок всех генераций не является прямым доказательством их принадлежности к более высоким или более низким частям стратиграфического разреза. В зависимости от размеров ранних и поздних складок, а также от расположения последних на нормальных или опрокинутых крыльях ранних структур в ядрах поздних антиклинале- или синклиналеобразных складок могут наблюдаться как более древние, так и более молодые породы или их чередование. При косом взаимном расположении шарниров складок одна и та же ранняя складка в одном крыле более поздней складчатой структуры будет иметь синклиналеобразный, а в другом - антиклиналеобразный характер замыкания (рис. 5).

В современных провинциальных стратиграфических схемах толщи детально закартированных участков (рис. 3, 4) обычно включаются в иенгскую серию и рассматриваются в качестве наиболее нижней части разреза алданского архея, подразделяемого на нимырскую (по другим схемам верхнеалданскую) и федоровскую свиты. К первой относятся главным образом высокоглиноземистые и глиноземистые гнейсы, а ко второй - специфическая ассоциация основных кристаллических сланцев, карбонатных пород и их метаморфических производных. Большее по сравнению с федоровской свитой количество этапов деформаций (генераций складок) в нимырской свите (Методические указания..., 1972) и наложение наиболее ранних складок федоровской свиты на древнейшие складчатые структуры нимырской свиты должны рассматриваться как структурные предпосылки для постановки вопроса о более древнем возрасте нимырской (верхнеалданской) свиты. Решение вопроса осложняется отсутствием доказательств принадлежности наиболее ранних складок федоровской свиты к ее первым складчатым структурам. Последнее обстоятельство может быть установлено только с помощью статистического геометрического анализа линейных седиментогенных текстур и (или) повсеместным определением кровли и подошвы слоев литологическими методами. Однако литологические методы определения последовательности напластования, к сожалению, все еще мало разработаны для толщ гранулитовой ступени метаморфизма, а линейные седиментогенные текстуры в суперкрупных структурах Алданского массива неизвестны.

Высокоглиноземистые и глиноземистые гнейсы имеют сложный характер границы с маркирующим горизонтом двупироксеновых и диопсидо-амфиболовых сланцев. Интенсивное неоднократное совместное смятие обеих групп пород привело к их частому повторению в разрезе. Для большинства выходов пород второй группы, расположенных в поле высокоглиноземистых и глиноземистых гнейсов, была установлена принадлежность их к одному и тому же стратиграфическому горизонту путем непосредственного прослеживания границ пород по простираанию. Расчленение поля высокоглиноземистых и глиноземистых гнейсов на две ассоциации пород: 1) силлиманит-гранато-кордиеритовые гнейсы и их мета-

соматические производные и 2) биотитовые, гиперстено-биотитовые гнейсы, реже сланцы - позволило выявить в целом несогласный характер этой границы с горизонтом двупироксеновых и диопсидо-амфиболовых сланцев (рис. 3, 4). В соответствии с установившейся традицией высокоглиноземистые и глиноземистые гнейсы мы относим к нимнярской свите, а горизонт двупироксеновых, диопсидо-амфиболовых сланцев рассматриваем в составе федоровской свиты, как ее медведевский горизонт. Несогласный характер границы выражен контактом последнего со всеми ассоциациями пород нимнярской свиты. Обратных соотношений - контактов какого-либо горизонта нимнярской свиты с крупными подразделениями федоровской свиты - здесь не обнаружено, что делает маловероятным объяснение этой границы смещением пород по древнейшей, в дальнейшем складчато-дислоцированной поверхности разрыва (рис. 3, 4). Все это приводит нас к выводу о несогласном налегании медведевского горизонта федоровской свиты на размытые складчато-дислоцированные породы нимнярской свиты. Только в этом случае находит объяснение несогласующийся со структурами федоровской свиты ранний структурный план нимнярской свиты. Сделанное заключение подтверждает представления Л.М.Минкина, В.А.Груздева, И.Д.Вороны и других геологов о структурном и стратиграфическом несогласии между нимнярской (верхнеалданской) и федоровской свитами. Для западной части рассмотренного участка несогласное залегание медведевского горизонта показала в 1962 г. Л.И.Шестакова на одном из вариантов карт.

Нимнярская и федоровская свиты отделены друг от друга крупным стратиграфическим перерывом, и дальнейшее рассмотрение их в составе одной серии нецелесообразно. В начинающемся с формирования федоровской свиты новом периоде (периодах) тектонического развития подвижной области нимнярская свита и распространенная в верховьях р. Алдан ассоциация высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов выступают как комплекс основания. Толща высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов верховьев р. Алдан отвечает стратотипу иенгрской серии Д.С.Коржинского (1933, 1939), поэтому название серии следует сохранить за толщами комплекса основания. В составе иенгрской серии, очевидно, следует выделять верхнеалданскую и нимнярскую свиты, существенно различающиеся друг от друга по составу слагающих их ассоциаций пород. Почти полное отсутствие сведений о дофедоровских складчатых структурах иенгрской серии не позволяет отнести различные ассоциации ее пород к определенным частям разреза серии. Несогласно перекрывающая иенгрскую серию федоровская свита принадлежит к более молодым суперкрупным образованиям Алданского массива, выделяемым в самостоятельную федоровскую серию¹ (Методические указания..., 1972) или рассматриваемым в качестве отложений желтулинской серии (Черкасов, 1967).

Присутствие пород комплекса основания значительно упростило задачу стратиграфического расчленения нижней части разреза федоровской свиты. Непосредственность залегания медведевского (первого) горизонта на породах комплекса основания, его специфический состав (двупироксеновые, диопсидо-амфиболовые кристаллические сланцы, реже амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, кальцифиры) и существенные петрографические различия подстилающих и перекрывающих горизонтов

¹ Выделение федоровской свиты в самостоятельную стратиграфическую серию следует рассматривать в качестве временного явления, вызванного неоднозначностью интерпретации границы улунчинской свиты.

пород позволили выделить его на картах (рис. 3, 4) более определенно, чем остальные подразделения федоровской свиты.

При переходе к средним частям разреза расчленение федоровской свиты существенно усложняется. Маркирующим в этой части разреза является леглиерский (третий) горизонт федоровской свиты — диопсидовые, диопсидо-амфиболовые кристаллические сланцы (реже гнейсы), кальцифиры и мраморы, местами перемежающиеся с двупироксеновыми, амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, биотитовыми и биотито-гиперстеновыми гнейсами. По обе стороны от леглиерского горизонта расположены сходные по петрографическому составу ассоциации пород, отвечающие любкакайскому (второму) и керибиканскому (четвертому) горизонтам: амфиболовые, гиперстено-амфиболовые гнейсы, иногда кристаллические сланцы, переслаивающиеся с биотитовыми, гиперстено-биотитовыми гнейсами; единичные линзы гранато-биотитовых и гиперстено-гранато-биотитовых гнейсов, преимущественно распространяющиеся в любкакайском горизонте. Ранние изоклиналильные складки устанавливаются только по контурам выхода леглиерского горизонта. Для выделения любкакайского и керибиканского горизонтов необходимо определение верха и низа разреза в каждой изолированной полосе выходов пород леглиерского горизонта. Таких данных оказалось недостаточно, и пришлось ограничиться изображением на картах лишь контура выхода леглиерского горизонта. Вблизи восточной границы детальных участков (рис. 3) появляются более высокие члены разреза федоровской свиты (хатыминский горизонт), в связи с чем на картах проведена условная граница между нерасчлененными любкакайским и керибиканским горизонтами и собственно керибиканским горизонтом. Хатыминский горизонт состоит из маркирующих пачек диопсидовых, реже двупироксеновых сланцев и кальцифиров, чередующихся с гиперстено-биотитовыми гнейсами, гиперстено-амфиболовыми, реже двупироксеновыми гнейсами и сланцами.

В заключение отметим, что особенности тектонического строения Алданского кристаллического массива (см. гл. III) противоречат ряду традиционных представлений об условиях стратиграфического расчленения развитых здесь толщ. К ним прежде всего следует отнести рекомендации о выявлении нормальной стратиграфической последовательности в участках „простого тектонического строения“ (Другова и др., 1959; Кицул и др., 1966). Бесперспективность составления стратиграфических колонок, основанных на последовательности залегания пород в таких структурах, следует уже из того, что в них смяты не только сланцеватые и полосчатые текстуры, но и параллельно им расположенные осевые поверхности ранних мелких и сравнительно крупных изоклиналильных складок. Морфологией ранних складчатых структур определяется и частая смена состава пород в направлении простирания сланцеватых и слоистых текстур. Отмечаемая многими исследователями в высокоглиноземистых горизонтах „невыдержанность мощностей и состава пачек“ (Веревкин и др., 1966) оказывается типичной и для других частей разреза алданского архея и вызвана выходами пачек и горизонтов в ядрах ранних изоклиналильных складок. Отсутствие или неполнота сведений о ранних изоклиналильных складках приводят к включению пород одного горизонта или свиты в состав другого горизонта или свиты. Например, выходы пород медведевского горизонта часто включаются в состав нимырской (верхнеалданской) свиты (Веревкин и др., 1966), несмотря на существующее между ними скрытое стратиграфическое и структурное несогласие.

Проведенные исследования подтвердили отраженную на среднемасштабных государственных геологических картах последовательность

залегания верхнеалданской (нимырской) и федоровской свит и стратиграфическое расчленение федоровской свиты. Однако изображение границ стратиграфических подразделений на картах, равно как и их мощностей и объемов в колонках, в значительной мере еще принадлежит к категории символов и иероглифов. Надо надеяться, что дальнейшие структурные и литологические исследования позволят более определенно решать эти вопросы в толщах раннего докембрия, неоднократно деформированных и метаморфизованных в условиях гранулитовой фации.

СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
АЛДАНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА§ 1. КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ
СТРУКТУР, ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ

При исследовании структуры центральной части Алданского кристаллического массива основное внимание уделялось выявлению последовательности и особенностей формирования структурных форм. Заключение о последовательности формирования структурных форм основывались на обычных для анализа метаморфических толщ приемах и методах исследования. Систематическое изложение методики выделения в метаморфических толщах разновозрастных складчатых структур можно найти в работе Ф. Дж. Тернера и Л. Е. Вейсса (Terner, Weiss, 1963) и в методических указаниях по геологической съемке в областях развития метаморфических образований (Лазарев, 1972; Эз, 1972). Ниже мы ограничимся пояснением используемых в данной работе понятий и терминов и в связи с этим коснемся некоторых основных предпосылок выделения разновозрастных систем складок и анализа структурных данных.

В соответствии с принятой терминологией (Елисеев, 1953; Terner, Weiss, 1963) плоскостные структурные элементы вне зависимости от их происхождения определяются как S -плоскости. Используются следующие обозначения S -плоскостей: S_0 - слоистость, S_1, S_2, \dots, S_8 - осевые поверхности первых-восьмых складок, параллельная им сланцеватость, метаморфическая полосчатость, плоскостные текстуры зон вторичного рассланцевания. Различаются первичные (слоистость) и вторичные (сланцеватость, осевые поверхности складок, текстуры зон вторичного рассланцевания) плоскостные элементы строения. К последним принадлежат и шарниры складок, длинные оси будин, желобчатость, агрегатная и минеральная линейности. На всей рассматриваемой территории минеральная и агрегатная линейности параллельны шарнирам складок и являются B -линейностями. Шарнирам складок параллельно ориентированы желобчатость и длинные оси будин.

В качестве наложенной рассматривается складчатость, сопровождающаяся образованием системы собственных структурных форм, в той или иной мере закономерно преобразующих более ранние вторичные плоскостные и линейные элементы строения. По отношению к поздним структурам более ранние вторичные элементы строения рассматриваются в качестве реликтовых структур. Выделяются генерации (возрастные группы) структур и этапы деформаций. К структурам одного этапа деформаций принадлежит некоторая совокупность структурных форм, образованных при неизменной ориентировке внешних активных сил. Этап деформаций может быть представлен структурами одной или нескольких генераций. В последнем случае генерации структур соответствуют различным стадиям одного этапа деформаций.

Шарниры складок различных генераций определяются как $b_c^1, b_c^2, \dots, b_c^8$ -оси. Перпендикуляры к осевым плоскостям складок (плоскостям сплющивания) рассматриваются как $c_c^1, c_c^2, \dots, c_c^8$ -оси, а перпендикулярные шарнирам направления, лежащие в осевых плоскостях (ОП) складок, — как $a_c^1, a_c^2, \dots, a_c^8$ -оси описательной структурной системы координат. Наложённые складки (в нашем случае складки третьего и более поздних этапов) образуются в условиях резко изменчивого залегания наиболее выраженных реликтовых плоскостных текстур (S_0, S_1). Поэтому, несмотря на выдержанность залегания осевых плоскостей складок и соответственно $c_c^{n>2}$ -осей в региональном масштабе, ориентировка шарниров ($b_c^{n>2}$) оказывается резко изменчивой. Например: b_c^5 -оси рассеиваются вдоль ОП5 и т.д. (первичное рассеивание b_c^5 -осей). На приведенных в работе диаграммах ориентировки $b_c^1, b_c^2, b_c^3, \dots, b_c^8$ -осей показаны общие особенности распределения b_c -осей соответствующих возрастных групп структур. Анализируемые участки не являются структурно гомогенными в отношении ориентировки шарниров ранних (группа F_{5-7}) и наложенных складок. При описании систем наложенных складок ($b_c^{n>2}$) в качестве главной характеристики выступает ориентировка осевых плоскостей складок.

В процессе повторных складчатых деформаций происходит закономерное изменение первоначальной ориентировки шарниров и осевых плоскостей ранних складок. Для суждений об ориентировке таких систем складок необходимо предварительное проведение анализа структурных данных с целью восстановления положения шарниров и осевых плоскостей рассматриваемых групп складок к моменту проявления первой наложенной на них складчатой деформации. После восстановления первоначального положения складчатых структур определенной возрастной группы допустимо отождествление c -осей структурной (c_c) и кинематической (c_k) системы координат. Менее определено решается вопрос о пространственной ориентировке b_k - и a_k -осей плана движений. Известно лишь то, что они располагаются в осевой плоскости складки. Для выяснения их положения необходимо проведение всего комплекса геометрического структурного анализа. Отождествление шарниров и b_k -осей возможно лишь для складок, образованных при смятии плоскостей, которые параллельны b_k -оси. Если до начала рассматриваемой деформации плоскости располагались параллельно к c_k -оси, то складки в них оказываются максимально развитыми и симметричными. Такие плоскости получили название деформационных плоскостей (Миллер, 1970).

Видимая деформация — искривление ранних линий и плоскостей — определяется пространственными взаимоотношениями ранних и поздних структур. Даже при частичном совпадении осей разновременных деформаций ранние вторичные элементы строения останутся частично или полностью прямолинейными, что приведет к редуцированию легко диагностируемых следов повторной деформации. Последнее обстоятельство имеет значение для анализа в исследованном районе последовательности и масштабов проявления наложенных деформаций, так как здесь нередко устанавливается локальное или повсеместное совпадение b_c -осей ранних и поздних структур. В этом случае ранние линейные структуры сохраняют свою первоначальную ориентировку. Признаками наложенной деформации являются: 1) смятие в складки вторичных плоскостных и линейных элементов строения, в частности смятие в складки сланцеватых текстур, осевых поверхностей складок и т.п.; 2) присутствие в породах более чем одной системы сланцеватости и линейности, пересечение одной системы сланцеватости другой, присутствие складок аномального рисунка на крыльях более крупных складчатых структур; 3) при соотношениях размеров складок $F_n \approx F_{n+1}$ и при $F_n < F_{n+1}$ обнаруживаются такие формы,

как „замок в крыле” или „замок в замке”. Наложеной оказывается складка, включающая замок другой складчатой структуры и соответственно изгибающая ее осевую поверхность.

К складчатым структурам неоднократно деформированных метаморфических толщ затруднительно применение некоторых обычных терминов структурной геологии. Выше было показано (гл. II), что здесь теряет смысл понятие об антиклиналях и синклиналях. Приходится употреблять принятые в зарубежной литературе термины „антиформные” и „синформные” складки. Ограничивается применение понятия „дополнительные складки”, в качестве дополнительных складок рассматриваются только однообразные с крупной структурой складчатые формы.

В глубокометаморфизованных толщах отсутствуют надежные критерии, позволяющие определить инверсию тектонического режима прогибов. Такие термины, как „воздымание” и „инверсионный этап, или стадия”, употребляются нами только по отношению к некоторым периодам структурно-метаморфической эволюции, соответствующим интенсивным вертикальным восходящим движениям.

В заключение перечислим рассматриваемые ниже этапы и циклы деформаций. К первому циклу деформаций отнесено формирование систем изоклинальных складок (первый этап) и обрамляющих Нижне-Тимптонскую куполовидную структуру субширотных, субмеридиональных и северо-западных складок (второй этап деформаций). Первый цикл деформаций оканчивается образованием открытых складок с субгоризонтальными осевыми плоскостями и развитием зон вторичного расщепления (третий этап деформаций). Становление куполовидной структуры охватывает второй и третий этапы деформаций. Второй цикл деформаций включает формирование субширотной, субмеридиональной, северо-восточной и северо-западной систем складок, перечисленных в порядке последовательности их образования и принадлежащих соответственно к четвертому, пятому, шестому и седьмому этапам деформаций. Цикл заканчивается развитием зон бластомилонитизации и смятием новообразованных плоскостных текстов этих зон в складки с субгоризонтальными осевыми плоскостями.

§ 2. СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ НИЖНЕ-ТИМПТОНСКОЙ КУПОЛОВИДНОЙ СТРУКТУРЫ ВЫСШЕГО ПОРЯДКА (МЕЖДУРЕЧЬЕ КУРУНГ-ХООНКУ-ЭГЕТЕ-ТИМПТОН)

Первый цикл деформаций

Недостаточная еще изученность древнейших (дофедоровских) складчатых структур иенгрской серии (наши сведения ограничиваются лишь констатацией факта их существования) не позволяет привести в данной работе сколько-нибудь удовлетворительное их описание, вследствие чего они специально не рассматривались среди структур центральной части Алданского кристаллического массива. Анализ структур метаморфических толщ мы начинаем с периода совместных деформаций иенгрской и федоровской серий, хотя последняя залегает на уже дислоцированных и эродированных ко времени ее отложения породах иенгрской серии. В анализируемый период обе серии были совместно деформированы в центральной части Алданского кристаллического массива на всей известной площа-

ди их выходов, по отношению к раннему (дофедоровскому) структурному плану иенгской серии структуры первого деформационного цикла должны рассматриваться как наложенные структурные формы.

Структуры первого этапа деформаций

Наиболее ранние структурные формы первого деформационного цикла являются широко распространенными, трудно диагностируемыми линейными изоклиральными складками. Складки нередко сорваны и превращены в изолированные чешуи. Протяженность наиболее крупных закартированных нами складок превышает 10 км (складки №№ 12, 29, рис. 3).

Типичными примерами крупных складчатых структур первой генерации являются складки №№ 2 и 16 (рис. 3). Форма и величина складок установлены по выходам леглиерского (складка № 2) и медведевского (складка № 16) горизонтов федоровской свиты. За пределами выходов указанных горизонтов складки теряются в подстилающих и перекрывающих эти горизонты однородных породах. Для рассматриваемых складок, как и вообще для всех структур первой генерации, характерна значительная протяженность при относительно малой их ширине. Складка № 2 по выходам подошвы леглиерского горизонта имеет ширину порядка 200 м при длине более 6 км. Ширина складки № 16 по выходам кровли медведевского горизонта колеблется от 300 до 400 м при длине 7 км. Субгоризонтальная ориентировка шарниров и сравнительно сжатая форма вторых складок (складки №№ 1У, 30) определили субпараллельность простираний осевых поверхностей изоклиальных складок на крыльях вторых структур. В соответствии с общей ориентировкой вторых складок осевые поверхности изоклиальных складок имеют в южной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры субширотное (складка № 2), а в восточной части (складка № 16) - субмеридиональное простирание. Резкое изменение простирания осевых поверхностей изоклиальных складок наблюдается в относительно узких замках вторых структур, где осевые поверхности изоклиальных складок обрисовывают замки складок второй генерации. Сланцеватость (S_1) ориентирована параллельно осевым поверхностям изоклиальных складок и так же, как они, изогнута в складки второй и седьмой (складка № 2), второй и пятой (складка № 16) генераций. Формирование складок второй генерации сопровождалось возникновением обычных для неоднократно деформированных толщ изгибов границ горизонтов типа „замок в крыле“. Приведенных данных достаточно для установления относительного возрастного положения изоклиальных складок. В соответствии со сформулированным ранее понятием о наложенной деформации изоклиальные складки должны быть отнесены к наиболее ранней группе складчатых структур. Соответствие регионально развитой сланцеватости S_1 осевым поверхностям, первых складок надежно маркирует верхнюю возрастную границу первых структур, так как позволяет рассматривать все деформирующие эту сланцеватость структурные формы как более поздние образования по отношению к складкам первой генерации. Резкие изгибы осевых поверхностей изоклиальных складок с возникновением структур типа „замок в крыле“ вызваны образованием как крупных - Федоровская синформная складка (№ 1У), так и более мелких (№ 30) складок второй генерации, что значительно увеличивает возможности выявления складок первой генерации.

Общей чертой складок №№ 2, 16 (рис. 3) является несколько необычная, напоминающая „ласточкин хвост“ форма выходов маркирующих

горизонтов. Типичная для этих структур асимметрия замыкания границ горизонтов скорее всего указывает на взаимное косое расположение шарниров первых и вторых складок (№№ 2, 1У, 6, 30) и принадлежность рассмотренных первых складок к сорванным чешуеобразным структурам. Именно в этом случае наблюдаемая форма выходов маркирующих горизонтов будет простым следствием двукратной деформации и последующего эрозионного срезания (рис. 5).

Не имея возможности рассматривать все крупные структуры первой генерации, кратко остановимся на складках, характеристика которых в той или иной мере дополняет сделанные замечания о строении и особенностях пространственного положения структур этой возрастной группы. Расположенная к востоку от складки № 2 изоклиальная складчатая структура первой генерации (№ 3) находится в зоне сочленения субширотных и субмеридиональных складок второй генерации (рис. 3, 4). Складка сложена породами медведевского, любкакайского и леглиерского горизонтов федоровской свиты. Длина складки более 6 км, ширина по выходам кровли медведевского горизонта колеблется от 900 до 400 м. Осевая поверхность складки № 3 изогнута параллельно контуру выхода пород комплекса основания в юго-восточном окончании Крестяхской антиформной структуры второй генерации, вследствие чего она имеет северо-западное простираие с крутым северо-восточным падением, углы 60-70° в юго-западной части изгиба и северо-восточное простираие, субвертикальное падение в осевой части изгиба. Время образования этого изгиба в зоне сочленения субширотных и субмеридиональных вторых складок датируется периодом формирования складчатых структур второй генерации (см. ниже). К северу от изгиба изоклиальная складка № 3 теряется в ядре крупной субмеридиональной синформной структуры второй генерации (рис. 3, складка № 11).

Судя по контурам границ леглиерского, любкакайского и медведевского горизонтов, замок складки № 3 (рис. 4) осложнен сжатыми дополнительными складками, имеющими ту же ориентировку осевых поверхностей, что и сама складка. Дополнительные складки представлены структурами различных порядков. Для ряда складок обычна реликтовая форма замка (рис. 6, а). Нередко одно из крыльев сорвано и смещено по разрыву, ориентированному субпараллельно осевой поверхности складки (рис. 4, б, б). Сравнительно широкое распространение срывов крыльев складок первой генерации является характерной особенностью западного окончания складки № 3. Здесь все ее северное крыло сорвано и смещено по разрыву, отвечающему простираию осевой поверхности этой структуры (рис. 4). Изгибание этого разрыва меридиональными складками пятого этапа деформаций и его пересечение зоной вторичного расланцевания третьего этапа деформаций (Харьялаахская зона) позволяют ограничить время заложения разрыва периодом образования структур второго этапа деформаций. В указанном интервале времени формирование разрыва может быть сопоставлено с деформациями как первого, так и второго этапов. В зонах этих древнейших разрывов обычно отсутствуют регрессивные минеральные преобразования.

Рассмотренные примеры позволяют отметить некоторые особенности строения складок первой генерации, затрудняющие их диагностику при полевых исследованиях. Так, на значительном протяжении осевых поверхностей складок первой генерации в их ядрах выходят породы одного и того же маркирующего горизонта. Почти строгая параллельность его границ и деформация осевой поверхности складок более поздними складчатыми движениями создают иллюзию моноклиально залегающей толщи, смятой лишь в складки, которые сравнительно легко устанавливаются по изменению залегания сланцеватости. При этом ядро изоклиальной

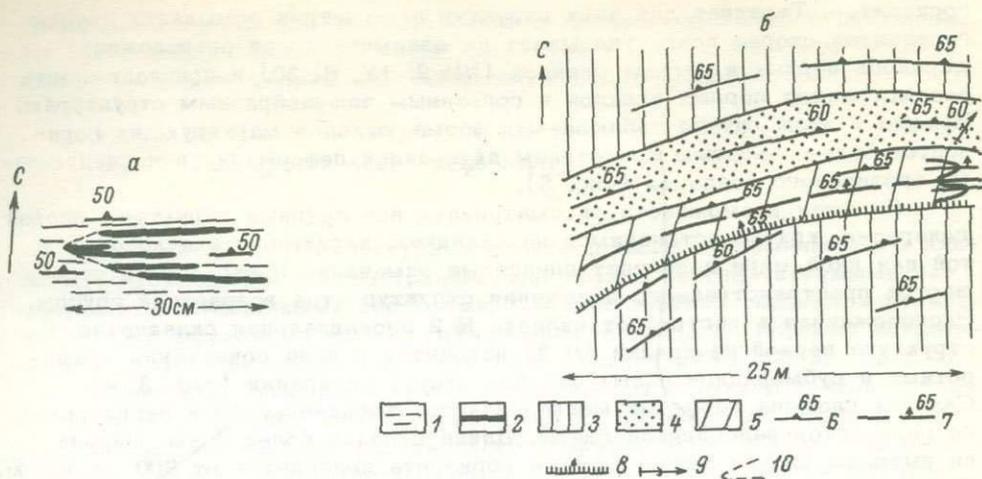


Рис. 6. Мелкие складки первого этапа деформаций.

а - реликтовая форма замка; б - складка с сорванным крылом; 1 - биотитовые гнейсы; 2 - полосы меланократовых пород; 3 - гиперстено-биотитовые гнейсы; 4 - амфиболовые кристаллические сланцы; 5 - диопсидо-амфиболовые кристаллические сланцы; 6 - залегание сланцеватости S_1 ; 7 - проекции осевых поверхностей складок; 8 - сместитель и направление падения его поверхности; 9 - ориентировка шарниров складок первого этапа; 10 - реконструкция замка складки.

складки первой генерации принимается за выходы моноклинально залегающего горизонта, а одна и та же его стратиграфическая граница определяется как его кровля и подошва. Проблема выделения складок первой генерации еще более осложняется обычными для этих структур срывами крыльев по разрывам, пересекающим стратиграфические горизонты лишь в замках складок первой генерации. Трудности выявления таких разрывов увеличивают количество ложных признаков моноклинально залегающей толщи, так как в этом случае нарушается привычная картина зеркального повторения пород по обе стороны от осевой поверхности изоклиальной складки. Наложение на чешуеобразные изоклиальные складки сравнительно жестких складчатых структур второго этапа деформаций приводит к появлению необычных изолированных выходов маркирующих горизонтов в структурах типа „ласточкин хвост“. Непривычными оказываются и замки складок первой генерации, сильно осложненные дополнительными складками разного порядка нередко с реликтовой формой замков. Смена пород в замках таких складок часто рассматривается в качестве фациальных переходов метаморфических толщ, хотя для данного типа складчатых деформаций она скорее является правилом, чем исключением, и постоянно встречается в метаморфических комплексах различных регионов (Эз, 1967).

Приведенные ранее признаки складок первой генерации (изгибы границ горизонтов с образованием структур типа „замок в крыле“, „ласточкин хвост“) позволяют отнести к данной группе структур складки №№ 7, 12, 21, 23, 26, 29 (рис. 3). Все они выявлены путем прослеживания маркирующих горизонтов федоровской свиты. Морфологические особенности складок в целом аналогичны рассмотренным ранее складкам первой генерации, однако их принадлежность к структурам первого этапа деформаций значительно увеличивает возможности выявления общих закономерностей ориентировки первых складок. Важны ответы на следующие вопросы: 1) какова первоначальная ориентировка шарниров и осевых поверхностей первых складок; 2) действительно ли первые складки являются одновозрастными, наиболее ранними складчатыми структурами федоровской серии; 3) как располагались в пространстве кинематические оси первой деформации.

Обсуждая эти вопросы, прежде всего отметим, что наблюдаемая ориентировка первых складок является суммарным результатом разновозрастных складчатых движений. Наибольшее влияние на современную ориентировку крупных складок первой генерации оказала складчатость второго этапа деформаций, в результате которой возникла субпараллельность простираций осевых поверхностей первых и вторых складок, нарушающаяся лишь в замках складок второй генерации. Деформации более поздних этапов существенно не изменили общие особенности ориентировки крупных складок первой генерации. Последнее вызвано сравнительно открытой видимой формой складок пятой, шестой и седьмой генераций, отсутствием крупных складок среди структур третьей и восьмой генераций, субпараллельностью b_c^2 - и b_c^3 , b_c^2 - и b_c^5 -осей в южной, b_c^2 - и b_c^6 -осей в восточной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры высшего порядка. Согласно со структурным планом вторых складок, осевые поверхности первых складок имеют в южной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры субширотное, а в восточной ее части - субмеридиональное простираение. Ориентировка осевых поверхностей первых складок на крыльях вторых структур полностью определяется залеганием крыльев вторых складок. Вторые складки в значительной мере контролируют и ориентировку шарниров складок первой генерации. Ширина выходов пород любкакайского горизонта в замке и на крыльях складки № 3 указывает на крутое погружение ее шарнира, что возможно лишь при сравнительно близком расположении направлений падения шарнира и осевой поверхности этой складки. Аналогично расположены шарниры и осевые поверхности мелких складок первой генерации на крыльях вторых структур (рис. 7). Субширотные и субмеридиональные складки второй генерации являются одновозрастными складчатыми системами соответственно с первоначально субширотной и субмеридиональной ориентировками субгоризонтальных b_c^2 -осей (см. ниже). Распространенность в них структур типа „замок в крыле“ и „ласточкин хвост“ является дополнительным указанием на близкое расположение b_c^1 -осей и направлений падения осевых поверхностей первых складок на крыльях складок обеих складчатых систем второй генерации. Это же является доказательством и косоного расположения b_c^1 - и b_c^2 -осей в субширотной и субмеридиональной системах вторых складок, а следовательно, крутое погружение b_c^1 -осей на крыльях вторых структур может рассматриваться как результат повторного смятия складок первой генерации во время образования вторых складчатых структур.

Выдержанность первоначальной ориентировки b_c^2 -осей в обеих складчатых системах и их субгоризонтальное положение свидетельствуют о гомогенном и субгоризонтальном залегании реликтовых плоскостных текстур S_0 и S_1 и соответственно осевых поверхностей складок первой

генерации к началу второго этапа деформаций.¹ Дальнейшее решение задачи сводится к определению первоначального простиранья оси b_c^1 исходя из известного первоначального положения b_c^2 -осей в двух принципиально различно ориентированных системах разновозрастных складок. Примерно одинаковая степень асимметрии структур типа „замок в крыле“ и „ласточкин хвост“ в обеих системах вторых складок указывает на отклонение шарниров первых складок как от субширотных, так и от субмеридиональных b_c^2 -осей. Наиболее вероятными оказываются северо-восточные и северо-западные субгоризонтальные ориентировки шарниров первых складок. Сопоставление структур типа „ласточкин хвост“ в субширотной (складка № 2) и субмеридиональной (№№ 7, 16) системах вторых складок приводит нас к выводу о различном простираньи шарниров анализируемых первых складок во время образования вторых складчатых структур. Для складки № 2 возможно только раннее северо-западное, а для складок №№ 7, 16 - только раннее северо-восточное простиранье шарниров (рис. 5).

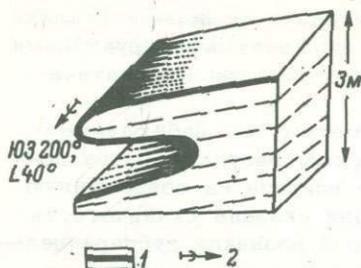


Рис. 7. Складки первого этапа деформаций правобережья р. Курунг-Хоонку.

1 - меланократовые амфиболовые кристаллические сланцы (черное) в диопсидо-амфиболовых гнейсах; 2 - ориентировка шарнира складки; штрихи отвечают залеганию сланцеватости S_1 .

В субширотной системе вторых складок близко расположенные складки первой генерации к началу второго этапа деформаций имели северо-западное и северо-восточное простиранье шарниров.

Принципиально различная ориентировка шарниров первых складок во время образования одной и той же системы вторых складчатых структур является одним из признаков разновозрастности первых складок и (или) указывает на то, что анализируемые складчатые структуры не принадлежат к наиболее ранним складкам федоровской серии. В складки первой генерации смята не только слоистость, но и принадлежащая к наложенным плоскостным текстурам мигматитовая полосчатость. В различных частях Алданского кристаллического массива в замках изоклинальных первых складок иногда встречается ориентированная параллельно ранней мигматитовой полосчатости сланцеватость. По-видимому, в группу структур первой генерации объединены разновозрастные, наиболее ранние складчатые структуры федоровской серии, принадлежащие в действительности не только к разным генерациям структур, но, вероятно, и к разным древнейшим этапам деформаций.

Неопределенно решается вопрос и о положении в пространстве кинематических осей непосредственно предшествующей вторым складкам деформации, сопровождавшейся повсеместным образованием изоклинальных лежащих складчатых структур. Задача по определению пространственного положения кинематических осей этой деформации не имеет одно-

¹ В любом ином случае стала бы невозможной выдержанная субгоризонтальная первоначальная ориентировка b_c^2 - и c_c^2 -осей складок продольного изгиба второго этапа деформаций.

значного решения, так как существует значительная вероятность определения под действием горизонтальных внешних активных сил.

Изоклиналильные складчатые структуры древнейшего этапа (этапов) деформаций, по-видимому, сопровождалось образованием многочисленных малых структурных форм: дополнительных складок, различных типов линейности, структур будинажа. Однако в данной работе на основании анализа малых структурных форм к структурам этого времени можно отнести только мелкие складки.

Отдельно следует остановиться на плоскостных текстурах пород комплекса основания (нимырская свита). Широко распространенные в нимырской свите сланцеватые и полосчатые текстуры субпараллельны аналогичным им текстурам федоровской серии и совместно с ними принадлежат к разновозрастной группе наложенных плоскостных элементов строения. Образование этих текстур соответствует формированию изоклиналильных складок первого этапа (этапов) деформаций. В результате изоклиналильной складчатости было достигнуто сходство простираций дофедоровских плоскостных элементов строения нимырской свиты, в том числе и первичных (слоистость), с плоскостными элементами строения федоровской серии. Следовательно, только прослеживание по простираанию границ между различными по составу ассоциациями пород нимырской свиты на значительные расстояния позволяет выявить в целом несогласное их расположение со структурным планом пород федоровской серии.

Структуры второго этапа деформаций

Складчатостью второго этапа деформаций в наибольшей степени определяются особенности современного тектонического строения метаморфических толщ как в пределах отдельных участков, так и всей центральной части Алданского кристаллического массива. Все известные, наиболее крупные складчатые структуры центральной части массива образованы во второй этап деформаций и принадлежат к структурным формам второй генерации. Их формирование происходило одновременно с обособлением в этой части массива в качестве структурной формы высшего порядка Нижне-Тимптонской куполовидной структуры (рис. 1). В юго-восточном окончании Нижне-Тимптонской куполовидной структуры - в междуречье Курунг-Хоонку-Эгете-Тимптон - главными складчатыми структурами второй генерации (складки первого порядка) являются Крестяхская (I), Эгетинская (III), Бурдыхлайская (У), Кеторская (VII) антиформные складки, Федоровская (1У), Курунг-Хоонкунская (У1) и Верхнеэгетинская (II) синформные складки (рис. 3).

В южной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры складки имеют субширотную, а в восточной части - субмеридиональную ориентировку. В структурной шкале последовательности событий субширотные и субмеридиональные складки первого порядка, а также сопровождающие их дополнительные складки и другие малые структурные формы занимают один интервал времени. Его нижняя граница устанавливается по изгибанию ими вторичных наложенных и комбинированных элементов строения, возникших в процессе образования складок первой генерации (осевые поверхности первых складок, параллельная им кристаллизационная сланцеватость и мигматитовая полосчатость, шарниры первых складок). Верхняя возрастная граница этого интервала определяется наложением на рассматриваемые структуры более поздних складчатых движений, проявившихся повсеместно в центральной части Алданского кристаллического массива, - складок третьей генерации.

К субширотным складчатым структурам первого порядка принадлежат Крестяхская (I), Бурдыхлайская (У), Кеторская (VII) антиформные складки, Федоровская (1У) и Курунг-Хоонкунская (У1) синформные складки. Ядра антиформных складок сложены породами комплекса основания (нимырская свита), среди которых прослеживаются отдельные, нередко изолированные полосы базального (медведевского) горизонта федоровской серии (рис. 3). Крылья антиформных складок и разделяющие их синформные структуры сложены различными стратиграфическими подразделениями федоровской свиты. Длина наиболее полно закартированной Крестяхской структуры превышает 25 км. Ширина складок первого порядка по выходам подошвы федоровской свиты у антиформных структур колеблется от 2 до 6 км, а у синформных — от 1,5-2,0 до 11 км. Ширина синформных структур и углы наклона их крыльев существенно изменяются при переходе от северных складок к южным по мере удаления от ядра Нижне-Тимптонской куполовидной структуры. Наиболее близко расположенная к ее ядру Федоровская синформная складка имеет ширину 1,5-2,0 км. Сравнительно небольшая ширина структуры сохраняется и в ее восточной части, где породы комплекса основания перекрыты отложениями федоровской свиты. Здесь расстояние между осевыми поверхностями Федоровской синформной складки и примыкающей к ней с юга Бурдыхлайской антиформной складки не превышает 2 км. Расположенная на юге Курунг-Хоонкунская синформная структура имеет ширину 11 км. Для нее характерна и значительно более открытая форма. Северная и южная синформные складки, несмотря на их различие в ширине, сложены фактически одними и теми же стратиграфическими подразделениями федоровской свиты, что позволяет предполагать более открытую форму у Курунг-Хоонкунской структуры.

Крылья и ядра структур первого порядка значительно осложнены продольными прямыми дополнительными складками. Для осевых частей антиформных и синформных структур характерны северные и южные падения примерно равнонаклоненных крыльев складок второго порядка. Складки имеют близкую к симметричной форму и субгоризонтальное положение шарниров, что позволяет отнести осевые части структур первого порядка к областям субгоризонтального залегания плоскостных элементов строения S_1 . Ширина таких областей примерно одинаковая у антиформных складок (порядка 0,5-1,0 км) и различная у северной (Федоровской) и южной (Курунг-Хоонкунской) синформных складок. Последние имеют не только различную ширину субгоризонтального залегания плоскостных текстур S_1 , но и разную величину осложняющих их складок второго порядка. В широкой ядерной части Курунг-Хоонкунской структуры выявлены наиболее крупные, сравнительно открытые дополнительные складки (рис. 3, структуры №№ 19, 25, 31), превосходящие ширину складок второго порядка Федоровской синформной структуры в десять раз (рис. 8, а). Почти горизонтальное положение шарниров складок второй генерации позволяет рассматривать всю центральную часть Курунг-Хоонкунской структуры как область субгоризонтального залегания зеркала дополнительных складок второго порядка. Последнее обстоятельство хорошо согласуется с аналогичным характером стратиграфического разреза у резко отличающихся по ширине Курунг-Хоонкунской и Федоровской синформных структур. На различную степень сжатости этих складок указывает и морфология развитых в их ядрах продольных дополнительных складок. В Курунг-Хоонкунской структуре они имеют более открытую форму (рис. 8, б).

Существуют известные затруднения в количественной оценке углов наклона крыльев структур первого порядка, вызванные повсеместным

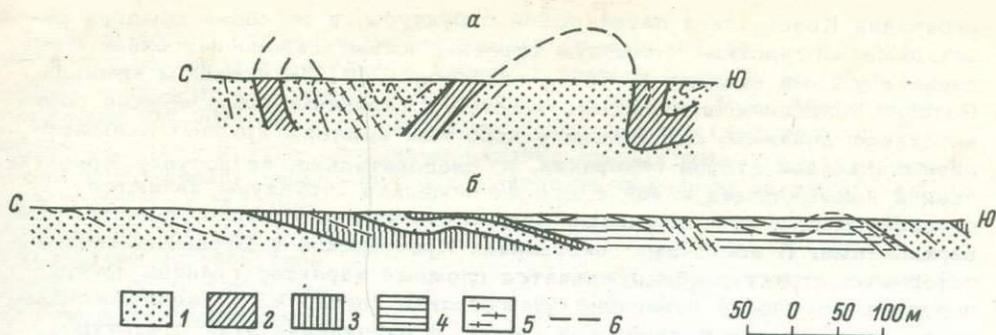


Рис. 8. Профили ядерных частей Федоровской (а) и Курунг-Хоонкунской (б) синформных складок.

1 - амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы; 2 - диопсидо-амфиболовые кристаллические сланцы; 3 - двупироксено-амфиболовые гнейсы; 4 - гиперстено-амфиболовые гнейсы; 5 - зоны сильногранитизированных пород; 6 - реликтовая сланцеватость S_1 .

осложнением их разнопорядковыми продольными асимметричными складками второй генерации. В этом случае в качестве достоверной характеристики углов наклона крыльев складок первого порядка может быть принято лишь залегание зеркала дополнительных складок второго порядка. Проведенные работы еще не позволяют с такой полнотой охарактеризовать главные складчатые структуры. Однако распространенность в северных крыльях антиформных структур первого порядка северных, а в южных - южных падений реликтовых плоскостных текстур и соответствие более пологих углов падения длинным крыльям прямых асимметричных складок второго порядка² позволяют с достаточной уверенностью отнести структуры первого порядка к складкам с субвертикальной осевой поверхностью. Эти же данные и углы наклона крыльев асимметричных складок второго порядка позволяют ограничить предельные углы наклона крыльев складок первого порядка следующими величинами. У наиболее сжатой Федоровской синформной структуры углы наклона крыльев не могут превышать 50° , следовательно, и она является сравнительно открытой прямой складкой с величиной угла между крыльями $\geq 80^\circ$. Углы наклона крыльев Курунг-Хоонкунской структуры и северного крыла Крестяхской структуры не превышают 35 и 25° соответственно. Приведены максимальные из возможных углы наклона крыльев складок первого порядка. Залегание крыльев может быть и более пологим.

Все охарактеризованные выше главные и дополнительные складчатые формы имеют субширотное простирание и субвертикальное залегание осевых поверхностей (для осевых поверхностей малых и мелких складок наиболее распространенными являются углы падения $70-90^\circ$). В направлении с запада на восток простирание осевых поверхностей складок постепенно меняется от почти строго широтного на западе до субширотного-северо-западного ($280-290^\circ$) на востоке. Здесь, в юго-восточном

2

Асимметричные складки обладают всеми типичными для складок «волочения» особенностями соотношений с более крупными складчатыми формами.

окончании Крестьянской антиформной структуры, в ее обоих крыльях реликтовые плоскостные элементы строения имеют северо-восточное падение с углами наклона $30-70^\circ$ в северном и $60-85^\circ$ в южном крыльях. Пологие залегания плоскостных текстур в северном крыле обычно соответствуют длинным, а в южном — коротким крыльям крупных асимметричных складок второй генерации, а следовательно, на востоке Крестьянская и примыкающая к ней с юга Федоровская структуры являются опрокинутыми к югу складками с крутопадающими к северу осевыми поверхностями. В восточных окончаниях Крестьянской и Бурдыхлайской антиформных структур обнаруживается сложный характер границы между породами комплекса основания (нимнырская свита) и отложениями медвежьего горизонта федоровской свиты. В окончаниях этих структур присутствуют сравнительно крупные складки первой и второй генераций.

Субширотные складки второй генерации прослежены на восток до зоны их сочленения с меридиональными складчатыми структурами. На всем протяжении осевых поверхностей главных структур их шарниры, а также шарниры сопровождающих их дополнительных складок разного порядка расположены субгоризонтально. Погружение шарниров происходит как в западных, так и в восточных румбах; при этом углы наклона шарниров не превышают $10-20^\circ$. К востоку от наиболее глубоко эродированной части Бурдыхлайской антиформной складки преобладают восточные, юго-восточные, а к западу — западные погружения шарниров. Во время поздних складчатых движений ориентировка шарниров и осевых поверхностей вторых складок не была существенно изменена (совпадение b_c^2 — и b_c^5 , c_c^2 — и c_c^5 , b_c^2 — и b_c^3 — осей деформации, открытая форма третьих, шестых, седьмых складок). Наибольшие изменения первоначальной ориентировки шарниров и осевых поверхностей вторых складок вызваны формированием складок шестой и седьмой генераций. Однако и эти складки вызвали лишь незначительные изменения простираний осевых поверхностей и углов наклона шарниров вторых складок (рис. 3, 9). Субширотные складки до зоны их сопряжения с меридиональными складчатыми структурами второй генерации характеризуются в целом единой ориентировкой структурных координат. Во всей южной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры высшего порядка b_c^2 — ось ориентирована почти строго горизонтально в субширотном направлении, a_c^2 — ось располагается субвертикально, c_c^2 — ось ориентирована в субмеридиональном направлении и занимает положение, близкое к горизонтальному.

Субмеридиональные складки второй генерации расположены в восточной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры (рис. 3). Наиболее крупной структурой здесь является Эгетинская (III) антиформная складка первого порядка, аналогичная по размерам (ширина по выходам подошвы федоровской свиты 4–5 км, длина больше 10 км) главным субширотным антиформным складкам второй генерации. Ее центральная часть, как и ядра главных субширотных антиформных складок, сложена породами комплекса основания, которые на крыльях Эгетинской структуры и к югу от ее ядра сменяются различными стратиграфическими подразделениями федоровской свиты. Замок Эгетинской антиформной складки осложнен крупными меридиональными дополнительными складками второго порядка (рис. 3, 4, №№ 6, 10 и др.). Ядро расположенной к востоку от складки № 10 смежной с ней синклиналеобразной складки (№ 30) может быть принято за зону осевой поверхности Эгетинской антиформной структуры. Тогда оказывается, что начиная от замка складки № 10 породы комплекса основания в целом прослеживаются в западном, северо-западном направлениях (рис. 3). При таком общем простирании зеркала складок второй генерации длинными крыльями складок второго порядка будут восточные крылья синклиналей, а короткими — их западные

крылья. В нашем случае западные крылья синформных складок имеют относительно пологие восточные ($30-60^\circ$) углы падения, а восточные крылья - субвертикальные западные ($80-85^\circ$, складка № 5) или крутые восточные ($75-90^\circ$) углы падения реликтовых плоскостных текстур. Эти данные, а также крутые восточные падения осевых поверхностей складок второго порядка позволяют рассматривать западную часть Эгетинской структуры (к западу от складки № 12) в качестве ее опрокинутого крыла, в целом имеющего близкое к вертикальному залегание. Шарниры сравнительно сжатых, опрокинутых к западу складок второго порядка, а также шарниры сопровождающих их мелких и малых дополнительных складок расположены субгоризонтально и имеют почти строго меридиональное простирание. Они полого погружаются как в северном (складка № 6), так и в южном направлениях (складка № 10, южное продолжение складки № 6). Углы наклона шарниров не превышают 10° . От места замыкания пород комплекса основания вдоль осевой поверхности Эгетинской структуры в южном направлении на протяжении 11 км прослеживаются одни и те же стратиграфические подразделения федоровской свиты (рис. 3), что указывает на субгоризонтальное положение ее шарнира. Такой характер ориентировки шарнира Эгетинской антиформной складки сохраняется до зоны ее сопряжения с субширотными складками второй генерации в районе устья р. Курунг-Хоонку.

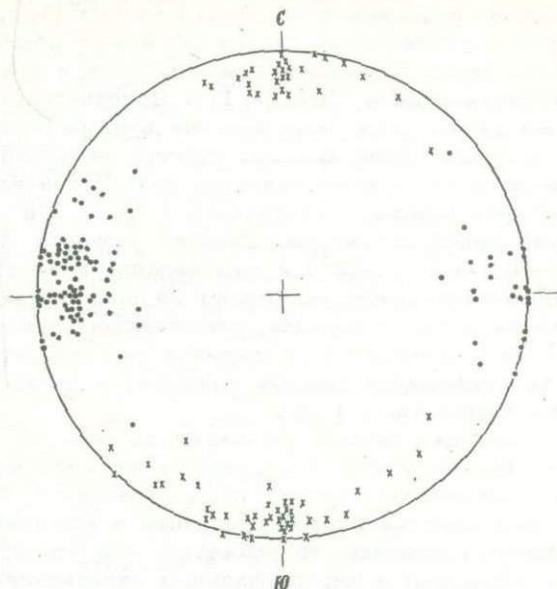


Рис. 9. Ориентировка линейных элементов строения второго этапа деформаций (шарниры мелких складок и параллельная им минеральная линейность и желобчатость) в районе междуречья Курунг-Хоонку-Эгетин-Тимптон.

Крестики - субмеридиональная система складок; точки - субширотная система складок.

К юго-востоку от ядра Эгетинской антиформной складки осевые поверхности дополнительных складок второго порядка и более мелких, чем они, складок второй генерации имеют северо-восточное простирание. Наблюдения над ориентировкой осевых поверхностей мелких складок второй генерации и прослеживание осевой поверхности складки второго порядка (№ 11) показывают, что они здесь, так же как и плоскостные текстуры S_0 и S_1 , развернуты вокруг шарнира крупной субширотной синформной складки пятой генерации. Осевая поверхность последней проходит несколько южнее выхода пород комплекса основания (рис. 3, № 18). Замок смежной с ней крупной антиформной складки той же генерации расположен у северной границы карты (рис. 3). Формирование этих крупных поздних субширотных складок привело к появлению к северу от

антиклиналеобразного изгиба северо-восточных (углы $60-80^\circ$), а к юго-юго-восточных падений реликтовых плоскостных текстур (S_0 и S_1). Одновременно происходило изменение простираций и углов наклона осевых поверхностей и шарниров вторых складок (S_2 и b_c^2), сохранивших свое первоначальное меридиональное простираание в замках субширотных складок шестой генерации.

К югу от крупной поздней субширотной синформной складки (№ 18) шарниры и осевые поверхности вторых складок в восточном крыле Эгетинской антиформной структуры имеют общее субмеридиональное простираание. Здесь развиты как мелкие, так и сравнительно крупные складки второй генерации (№№ 11, 17). Дополнительные складки различного порядка имеют восточные падения осевых поверхностей (углы $50-80^\circ$), а их шарниры ориентированы субгоризонтально с пологим погружением в северном или южном направлениях. Устойчивые восточные падения реликтовых плоскостных текстур (S_0, S_1) в восточном крыле Эгетинской антиформной структуры, широкие вариации углов наклона этих текстур ($20-70$, чаще $35-55^\circ$) и наращивание в восточном направлении разреза федоровской свиты указывают на присутствие здесь асимметричных форм складок второго порядка, осложняющих западное крыло смежной с ней сжатой, опрокинутой синформной складки первого порядка. Осевая поверхность синформной складки проходит в долине р. Тимптон, у северной границы карты (рис. 1, 3).

Складки второй генерации во всей восточной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры высшего порядка в целом имеют единую ориентировку структурных координат. Если отвлечься от поздних изгибов складок второй генерации и мысленно восстановить их первоначальное положение, то окажется, что ось b_c^2 здесь ориентирована почти горизонтально в меридиональном направлении и обычно полого погружается к северу, под углом около 10° , a_c^2 -ось имеет восточное падение ($60-70^\circ$), а ось c_c^2 расположена субширотно и относительно полого погружается в западном направлении. Приведенная ориентировка структурных координат не была существенно искажена последующими складчатые движениями вследствие совпадения $b_c^2, b_c^3, b_c^6, c_c^2$ и c_c^6 -осей открытой видимой формы третьих, шестых, седьмых и восьмых складок и малой величины третьих, седьмых и восьмых складок. Наибольшее воздействие на ориентировку складок второй генерации здесь оказали складчатые движения четвертого этапа деформации (субширотная система складок пятой генерации). Однако и они не могли привести к искажению общего направления погружения шарниров вторых складок, поскольку b_c^2 - и b_c^5 -оси имеют перпендикулярное взаимное расположение.

Субширотные складки южной и субмеридиональные складки восточной частей Нижне-Тимптонской куполовидной структуры в структурной шкале последовательности событий располагаются в одном интервале времени. В то же время они имеют принципиально различную ориентировку структурных осей, строго выдерживающуюся в южной и восточной частях Нижне-Тимптонской структуры высшего порядка. Местом резкого изменения ориентировки структурных осей складок является относительно узкая зона их сочленения, прослеживающаяся от юго-восточного окончания Крестяхской структуры в южном, юго-восточном направлениях к устью р. Курунг-Хоонку (рис. 3, 4). На севере и юге зоны сочленения субширотных и субмеридиональных складок второй генерации закартировано постепенное изменение простираания реликтовых плоскостных элементов строения S_0 и S_1 от субширотного на юго-западе до субмеридионального на северо-востоке. В северном изгибе ось видимого геометрического вращения располагается субвертикально, так как изменение простираания S_0 и S_1 к шарниру изгиба (юго-восточное окончание

Крестяхской антиформной структуры) соответствует увеличение углов их наклона до вертикального положения. В южном изгибе, судя по ориентировке в его замке S_0 и S_1 , ось видимого геометрического вращения погружается к юго-востоку под углами $30-50^\circ$. Ориентировка осей (шарниров) обоих изгибов не соответствует ориентировке шарниров складок второй генерации. Мелкие и малые складки второй генерации в северо-восточных крыльях изгибов имеют ориентировку, характерную для вторых складок восточной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры, а в юго-западных крыльях — ориентировку, характерную для вторых складок южной части этой структуры высшего порядка. В осевой части южного изгиба происходит некоторое изменение простираения осевой поверхности (S_2) субмеридиональной складки второго порядка (№ 28, рис. 3). В отличие от замков крупных антиформных складок второй генерации субширотного и субмеридионального простираений юго-восточное окончание Крестяхской структуры (северный изгиб) не сопровождается общим замыканием пород комплекса основания, прослеживающихся от оси изгиба как в западном, так и в северном направлениях.

Несмотря на приведенные выше данные, некоторые особенности зоны сочленения субширотных и субмеридиональных складок не позволяют рассматривать их как первоначально одинаково ориентированную систему складок, в дальнейшем развернутую вокруг осей вращения из одного общего раннего положения. Такое объяснение ориентировки складок второй генерации вступает в противоречие с рядом фактов.

1. К северо-востоку и юго-западу от зоны сочленения меняется не только ориентировка шарниров и осевых поверхностей вторых складок, но происходит и резкое изменение морфологии складчатых структур. Субмеридиональные складки в сравнении с широтными являются значительно более сжатыми складчатыми структурами.

2. Субширотные складки по мере их удаления от ядра Нижне-Тимптонской куполовидной структуры переходят во все более открытые складчатые формы (см. Федоровскую и Курунг-Хоонкунскую синформные складки). Морфология субмеридиональных складок остается практически постоянной и не зависит от их положения в куполовидной структуре высшего порядка.

3. В зоне сочленения субширотных и субмеридиональных складчатых структур не наблюдается достаточно полного совпадения осевых поверхностей одноименных складок первого порядка. Несовпадение осевых поверхностей одноименных складок увеличивается от северного изгиба к южному, где по разные стороны от оси изгиба расположены осевая поверхность Эгетинской антиформной и осевая поверхность Курунг-Хоонкунской синформной складок первого порядка (рис. 1, 3). Осевая поверхность ближайшей синформной меридиональной складки первого порядка здесь оказывается смещенной к востоку от окончания Курунг-Хоонкунской синформной складки более чем на 10 км.

4. Ориентировка структурных осей складок второй генерации, расположенных к западу, северо-западу и востоку, северо-востоку от Южного изгиба, не может быть получена путем их поворота вокруг оси данного изгиба при любом первоначальном положении структурных координат строения вторых складок (рис. 9). Задача оказывается неразрешимой при выборе в качестве оси вращения шарнира изгиба, являющегося для складок изгиба осью внешнего и внутреннего вращения (Лазарев, 1972).

5. Одна из особенностей строения зоны сочленения субширотных и субмеридиональных складок второй генерации заключается в том, что наблюдаемые в ней при смене этих структур изгибы S_2 имеют различную ориентировку осей видимого геометрического вращения: вертикальную

(северный изгиб), юго-восточную, углы $30-50^\circ$ (южный изгиб), крутую северо-восточную (изгиб в районе складки № 21). Изгибы быстро затухают в направлении простираения их осевых плоскостей. На продолжении осевой плоскости северного изгиба к юго-востоку расположены субмеридиональные складки второй генерации, а на продолжении осевой плоскости южного изгиба к северо-западу расположена область субширотных простираций реликтовых плоскостных текстур. Все это указывает на сложный характер поверхности зоны сочленения субширотных и субмеридиональных складок. В отличие от нее наложенные на вторые складки северо-западные складчатые структуры (складки восьмой генерации) имеют выдержанную ориентировку осевых плоскостей.

Каждый из приведенных фактов находится в противоречии с моделью образования наблюдаемой ориентировки складок второй генерации путем простого их разворота от первоначально единого для всех вторых складок положения, а совокупность всех фактов определяет непригодность данной модели для рассмотрения ориентировки вторых складок в Нижне-Тимптонской куполовидной структуре. Более вероятным оказывается отнесение субширотных и субмеридиональных складок второй генерации к самостоятельным системам складок, возникшим при различной ориентировке образующих их сил. Тогда в качестве первоначальных структурных координат строения для субширотной системы складок должны быть приняты субширотная, субгоризонтальная ось b_c^2 , субвертикальная ось a_c^2 и субгоризонтальная, субмеридиональная ось c_c^2 , а для субмеридиональной системы вторых складок - субмеридиональная, в целом почти горизонтальная ось b_c^2 , круто погружающаяся к востоку ось a_c^2 и субширотная, полого погружающаяся к западу ось c_c^2 . Ориентировка a_c^2 (c_c^2) осей в обеих системах указывает на образование всех вторых складок в условиях горизонтального сжатия.

Отнесение субширотных и субмеридиональных складок второй генерации к самостоятельным складчатым системам вызывает необходимость обсуждения их взаимного возрастного положения. Возникает вопрос, являются ли обе складчатые системы одновременными или одна из них сформировалась до начала образования складок другой системы? Рассматривая этот вопрос, следует обратить внимание на то обстоятельство, что все главные и дополнительные субширотные складки второй генерации западной части района, подходя к зоне сочленения с меридиональными складчатыми структурами, резко заканчиваются в пределах этой достаточно узкой зоны и далее на восток не прослеживаются. Аналогичные особенности пространственного размещения имеет и субмеридиональная система складок второй генерации. Она также не была встречена к западу и югу от зоны ее сочленения с субширотными складчатыми структурами. Такое довольно резкое разграничение областей развития субширотной и субмеридиональной систем вторых складок наблюдается несмотря на то, что реликтовые текстуры (S_0 и S_1) в обеих системах складок имеют ориентировку, отвечающую положению одной из деформационных плоскостей в соседней складчатой системе.

Могли ли разновременные складчатые системы не наложиться друг на друга? Опыт исследования наложенных деформаций в различных районах развития метаморфических толщ (Дук, 1967; Эз, 1968; Лазарев, 1971) показывает, что при разновременном формировании в метаморфических толщах двух систем складок более молодая складчатая система прослеживается среди древних структур на достаточно обширной территории и нигде резко не оканчивается при подходе к древним структурам. Еще менее вероятным представляется подобное сопряжение в нашем слу-

чае, где субширотная и субмеридиональная системы складок были сформированы в условиях метаморфизма одной и той же ступени гранулитовой фации (см. гл. IV).

Все это приводит нас к выводу об одновременном локализованном развитии субширотной и субмеридиональной систем складок. В междуречье Курунг-Хоонку-Эгете-Тимптон субширотная система вторых складок оказывается характерной только для южной, а субмеридиональная - только для восточной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры высшего порядка.

С одновременностью развития субширотной и субмеридиональной систем складок, по-видимому, связаны и некоторые особенности строения зоны их сочленения. Наблюдаемые в зоне сочленения изгибы реликтовых плоскостных текстур (S_0 и S_1) являются результатом взаимодействия складок двух взаимно перпендикулярных направлений, а ориентировка осей изгибов в значительной мере определялась пространственной ориентировкой реликтовых плоскостных текстур на крыльях взаимодействующих складок. При соответствующих залеганиях реликтовых плоскостных текстур возникали изгибы с довольно полого погружающимися к юго-востоку шарнирами - южный антиклиналеобразный изгиб. Согласование северных крутых падений (углы $60-85^\circ$) S_0 и S_1 в субширотной системе складок с крутыми восточными их падениями в системе меридиональных складок привело к образованию изгиба с субвертикальной осью видимого геометрического вращения - северный изгиб. В осевой части зоны сочленения, вероятно, происходило сложение субширотных и субмеридиональных сжимающих усилий, что приводило при реализации их равнодействующей к разворачиванию осевых поверхностей складок второй генерации - складки второго порядка (№№ 15, 28) в периферических частях северного и южного изгибов (рис. 3). Однако нельзя не отметить и как бы активного вторжения в пограничной зоне субмеридиональных ориентировок реликтовых плоскостных текстур (S_0 и S_1) в поле развития субширотной системы складок, что прежде всего находит отражение в искривлении зоны сочленения и ее субмеридиональном простирании в центральной части карты (рис. 3). Примером такого вторжения является северо-западная часть южного изгиба. Здесь простирание реликтовых плоскостных текстур в районе складки № 21 меняется от субширотного через меридиональное к северо-западному, переходящему далее на запад в субширотное простирание (из рассмотрения исключены изгибы, вызванные формированием складчатых структур второго деформационного цикла). На участке северо-западного простирания реликтовые плоскостные текстуры имеют залегание, согласующееся с падением плоскостных элементов строения в системе субмеридиональных складок и в то же время резко отличающееся от залегания реликтовых плоскостных текстур в северном крыле субширотной Курунг-Хоонкунской синформной структуры. С залеганием плоскостных текстур в северном крыле этой структуры они должны сопрягаться посредством изгиба с крутой северо-восточной осью.

Заканчивая рассмотрение ориентировок складок второй генерации, отметим, что видимое изгибание, казалось бы, единой системы складок, так же как и изменение простирания осевых поверхностей некоторых складок (№ 28, рис. 3), не всегда является результатом более поздних наложенных на них складчатых движений, хотя это обычно принимается как само собой разумеющееся доказательство наложенной деформации.

С субширотной и субмеридиональными системами складок второй генерации генетически связаны такие малые структурные формы, как дополнительные складки, новообразованные плоскостные текстуры (S_2),

гофрировка поверхности плоскостных текстур S_0 и S_1 , минеральная линейность и структуры будинажа.

Мелкие и малые дополнительные складки представлены симметричными и асимметричными формами. Первые наблюдались в осевых частях вмещающих их более крупных складок, а вторые - на крыльях крупных структур (рис. 10). Выдержанность пологих углов наклона шарниров мелких и малых складок, отвечающих погружению шарниров главных складок второй генерации, а также некоторое соответствие степени их

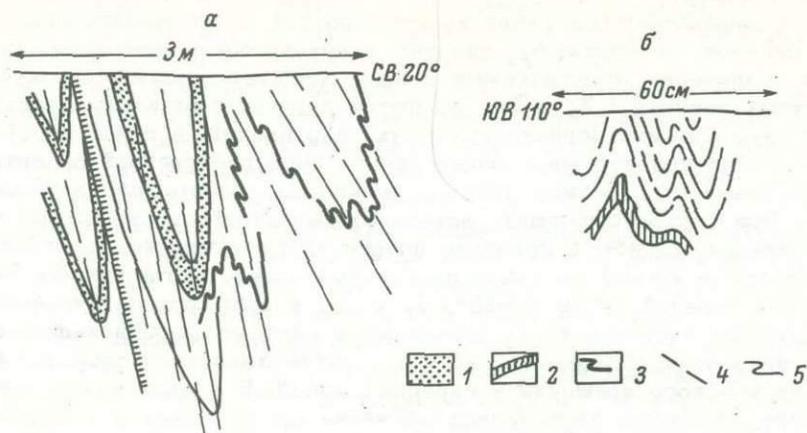


Рис. 10. Складки второго этапа деформаций. (Разрезы ориентированы субперпендикулярно шарнирам складок).

1 - полосы меланократовых гиперстеновых гнейсов среди лейкократовых гиперстено-биотитовых гнейсов; 2 - гиперстено-диопсидовые кристаллические сланцы; 3 - полосы кварц-полевошпатового материала; 4 - сланцеватость S_2 , отвечающая осевым поверхностям вторых складок; 5 - реликтовая сланцеватость S_1 , изогнутая в складки второго этапа.

сжатости более крупным складкам (рис. 8, а, б) указывают на относительно гомогенное залегание реликтовых плоскостных текстур в период образования складок второй генерации, что позволило использовать первичные структурные координаты строения вторых складок для суждений о складчатых движениях этого времени. Однородность первоначальных ориентировок структурных координат вторых складок подтверждает сделанный ранее вывод об изоклинальном характере складок первого этапа деформаций.

В складки второй генерации были смяты как первичные, так и многочисленные вторичные плоскостные текстуры (S_1), возникшие в процессе предшествующей им деформации (рис. 10). Формирование дополнительных складок второй генерации сравнительно редко сопровождалось развитием новых сланцеватых текстур. Новообразованная сланцеватость (S_2) параллельна осевым поверхностям вторых складок и чаще наблюдалась в относительно массивных лейкократовых гранитоидах, чем в тонкополосчатых породах. В последних сланцеватость S_2 обычно присутствует лишь в довольно сжатых вторых складках (рис. 10, а).

Реликтовые сланцеватые и полосчатые текстуры часто имеют гофрированную поверхность. Линейная ориентировка одной из систем этих элементов строения совпадает с шарнирами складок второй генерации.

Им же параллельна и одна из систем ориентировок минеральной линейности, всегда лежащей, судя по макроскопическим наблюдениям, в плоскости реликтовых сланцеватых текстур. Однако принадлежность обоих типов линейности к структурным формам второй генерации в большинстве случаев строго не определена, и на картах они обычно показаны знаком структур неопределенной генерации. Возрастная датировка линейности затруднена субпараллельностью расположения b_c^2 , b_c^3 и b_c^5 -осей в южной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры и b_c^2 , b_c^3 и b_c^6 -осей в восточной ее части. Наблюдавшееся иногда некоторое несоответствие структурных осей позволило лишь в редких случаях определить возрастное положение минеральной линейности. Шарнирам вторых складок параллельно ориентированы роговая обманка (обычно коричневая) и редко - гиперстен.

Структуры будинажа широко распространены в породах различного состава. Разлинзованию подвергаются залегающие среди гнейсов меланократовые сланцы и заключенные в гранито-гнейсах гнейсы и сланцы. Не менее широко распространены явления будинажа кварц-полевошпатового (гранитного) материала (рис. 11). Для многих будин различных по составу пород, включая и гранитные инъекционные жилы, верхнее возрастное положение процесса разлинзования может быть принято по отношению к структурам четвертой генерации как более раннее. Длинные оси некоторых будин совпадают с ориентировкой шарниров складок второй генерации. По-видимому, к структурам будинажа принадлежат разновозрастные образования. Однако наибольшая интенсивность процессов разлинзования скорее всего соответствовала первому и второму этапам деформаций, так как формирование структур этого времени сопровождалось наибольшим перераспределением материала.

Структуры третьего этапа деформаций

Структуры третьей генерации. Субмеридиональная и субширотная системы складок второй генерации повсеместно осложнены складками продольного изгиба, имеющими в отличие от вторых складок субгоризонтальную ориентировку осевых поверхностей. В данные складки изогнуты не только сланцеватые и полосчатые текстуры (S_1),

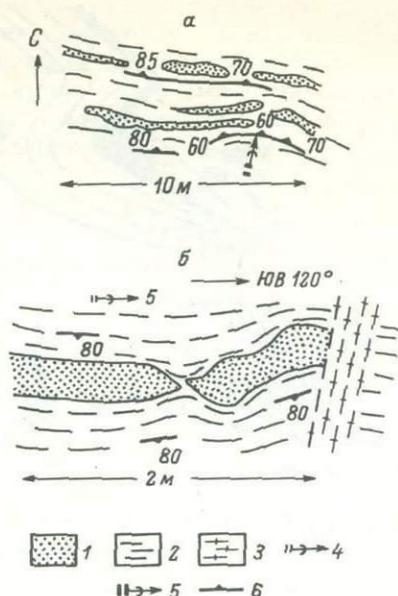


Рис. 11. Будинированный кварц-полевошпатовый (гранитный) материал в лейкократовых гиперстенно-биотитовых гнейсах.

1 - кварц-полевошпатовый материал; 2 - гнейсы; 3 - гранитоиды зоны вторичного расщепления; 4, 5 - ориентировка шарниров складок второго (4) и пятого (5) этапов деформаций (вторая и шестая генерации структур соответственно); 6 - элементы залегания сланцеватых текстур (S_1).

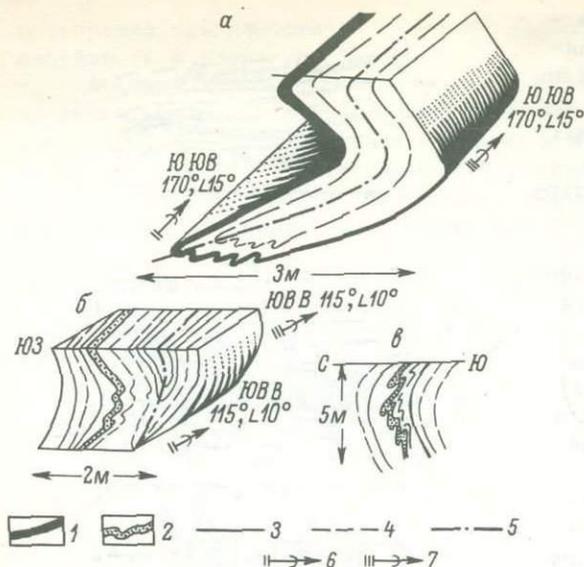


Рис. 12. Возрастные взаимоотношения складок второго и третьего этапов деформаций.

1 - амфиболовые кристаллические сланцы (черное) в амфиболо-диопсидовом гнейсе; 2 - кварц-полевошпатовый материал (точки) в амфиболовых кристаллических сланцах и амфиболовых гнейсах; 3 - полосчатость; 4 - реликтовая сланцеватость S_1 ; 5 - осевые поверхности складок второго этапа деформаций; 6-7 - шарниры складок второго (6) и третьего (7) этапов деформаций. а - б объяснено в тексте.

но и осевые поверхности складок второй генерации (S_2). Последнее обстоятельство определяет нижнее возрастное положение рассматриваемых структур и образующих их движений (рис. 12, а, б). Нередко на разных крыльях этих складок мелкие вторые складки имеют один и тот же рисунок, а их переход через замки структур сопровождается изменением наклона осевых поверхностей вторых складок, т.е. по отношению к ним шарниры складок третьего этапа деформаций выступают как зафиксированные оси вращения (рис. 12, в). Предельное верхнее возрастное положение данных структур определяется изгибанием их шарниров и осевых поверхностей в складках пятой-шестой генераций и смещением складок третьей генерации ранними зонами вторичного рассланцевания (структуры четвертой генерации). Все вышесказанное определяет возрастное положение рассматриваемых структур.

Ширина выявленных складок третьей генерации не превышает нескольких десятков метров. Складчатые движения этого времени не привели к созданию сколько-нибудь развитых крупных складок и поэтому существенно не изменили структурный план района, возникший к концу второго этапа (периода) деформаций. Наиболее отчетливо третьи складки выражены на крутых крыльях крупных складчатых структур второй генерации в местах субвертикального залегания реликтовых сланцеватых и полосчатых текстур (S_1). Здесь они имеют близкую к симметричной форму (рис. 13, а) и наименьшую величину угла между крыльями ($80-90^\circ$). На относительно полого залегающих крыльях вторых складок структуры третьей генерации имеют более открытую форму и отчетливую тенденцию к асимметричному строению (рис. 13, б). На всей исследованной территории шарниры и осевые поверхности складок третьей генерации почти строго горизонтальны, а следовательно, простираение шарниров третьих структур повсеместно совпадает с простираем крыльев как более ранних, так и более поздних, чем они, крупных складок. При формировании поздних складок шарниры и осевые плоскости складок третьей генерации были закономерно наклонены к шарнирам поздних складок. Это не сопровождалось существенным изменением углов наклона шарниров и осевых плоскостей третьих складок, поскольку крупные поздние склад-

ки имеют открытую видимую форму, а в местах развития складок третьей генерации - и довольно крутое погружение шарниров. Предельные углы наклона шарниров и осевых поверхностей третьих складок не превышают 15-20°. Первоначально они, по-видимому, имели более выдержанное горизонтальное залегание, поэтому в целом для всей системы складок третьей генерации может быть принято субвертикальное положение c_K^3 - оси деформации.

В структурной шкале последовательности событий все рассмотренные складки с субгоризонтальными осевыми поверхностями находятся в одном возрастном интервале и, судя по ориентировке c_K^3 -оси деформации, принадлежат в отличие от складок второй генерации к группе структур, возникшей при вертикальной или близкой к ней ориентировке деформирующих сил. Специфической особенностью складок третьей генерации является невыдержанность простираний b_C^3 - и a_C^3 -осей. Строго определенным является лишь субгоризонтальное положение этих осей деформации. Простирание шарниров третьих складок и соответственно a_C^3 -осей

в основном контролируется залеганием реликтовых плоскостных текстур в складчатых структурах второй генерации. В их субширотной системе складки третьей возрастной группы имеют преимущественно субширотную, а в субмеридиональной - преимущественно субмеридиональную ориентировку шарниров. Некоторые отклонения простираний шарниров третьих складок от указанных направлений (рис. 3) вызваны наложением на них более поздних систем складок (структуры пятой-седьмой генераций).

Следует специально остановиться на особенностях ориентировки шарниров складок третьей генерации в юго-восточном окончании Крестянской структуры. Здесь, в зоне сопряжения субширотной и субмеридиональной систем складок второй генерации, почти вертикально залегающие реликтовые плоскостные текстуры (S_0, S_1) характеризуются четко выраженным замыканием (северный изгиб) с субвертикально расположенной осью видимого геометрического вращения (рис. 3, 4). Шарниры складок третьей генерации, следуя изменению простирания реликтовых плоскостных текстур, обладают всеми внешними признаками геометрического вращения вокруг оси изгиба. К западу от последней они имеют простирание, характерное для их ориентировки в субширотной системе складок второй генерации, а к востоку и северу от оси изгиба - простирание, типичное для шарниров третьих складок в субмеридиональной системе структур второй генерации. В предыдущем разделе было показано, что образование северного изгиба скорее всего следует датировать временем формирования складчатых структур второй генерации. Последние уже к периоду образования складок третьей возрастной группы имели в западной части района субширотную, а в восточной - субмеридиональную ориентировку.

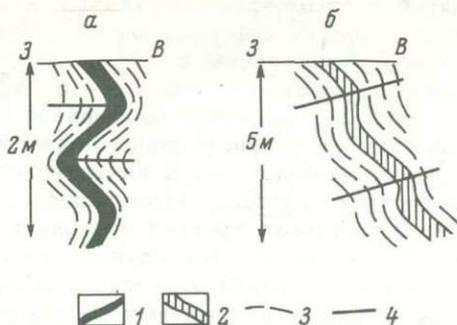


Рис. 13. Симметричные и асимметричные складки третьего этапа деформаций. (Разрезы ориентированы субперпендикулярно шарнирам складок).

1 - амфиболовые кристаллические сланцы (черное) в гнейсовидном лейкократовом граните; 2 - диопсидо-амфиболовые кристаллические сланцы (заштриховано) в амфиболовом гнейсе; 3 - сланцеватость (S_1); 4 - проекции осевых поверхностей складок. а - в объяснено в тексте.

На примере складок третьей генерации мы встречаемся с частным случаем формирования наложенных складок, когда простираение шарниров новообразованных складок контролируется только ориентировкой реликтовых плоскостных текстур в ранних складках. При этом любая плоскость, занимающая к началу деформации положение, параллельное ее c_c^3 -оси (в нашем случае вертикальная плоскость любого простираения), оказывается смятой в симметричные складки, а следовательно, может рассматриваться в качестве деформационной плоскости. Шарниры таких складок могут быть отождествлены с β_K^3 -осями, а перпендикулярные им направления в осевой плоскости складок - с a_K^3 -осями деформации. В рассматриваемом примере единой и неизменной ориентировке внешних активных сил соответствуют частные планы движений с различной ориентировкой a_K^3 - и β_K^3 -осей деформации. В качестве главной характеристики деформации выступает c_K^3 -ось, имеющая постоянную ориентировку во всех складчатых структурах третьей генерации. Рассмотрение складчатых структур третьей возрастной группы приводит нас к выводу, что видимое изгибание шарниров одной из систем складок не всегда является результатом более поздних наложенных на данную систему складчатых движений.

Не установлено ни одного достаточно достоверного случая образования новой минеральной линейности, отвечающей периоду формирования складок третьей генерации. На картах (рис. 3, 4) знаком структур неопределенной генерации показана минеральная линейность, субпараллельная шарнирам как вторых, так и третьих складок. По-видимому, такую линейность скорее всего следует относить ко времени возникновения вторых складок, с развитием которых связана линейная ориентировка многих минералов. Вероятно, субпараллельность ранней минеральной линейности β_K^3 -оси третьих складок затрудняла образование новой минеральной линейности, поскольку ранняя линейность оказывалась кинематически активной.

Структуры четвертой генерации. К данной группе структурных форм принадлежат вертикальные флексуры (складки поперечного изгиба) и зоны вторичного рассланцевания (вязкие разрывы). Обе группы структур являются различным морфологическим выражением одной и той же стадии вертикальных блоковых движений, на что указывают направление смещения по разрывам и взаимные переходы флексур и зон вторичного рассланцевания. Как и складки третьей генерации, они были образованы при вертикальной ориентировке внешних активных сил и совместно с ними характеризуют единый этап вертикальных тектонических движений (третий этап деформаций). Структуры четвертой генерации сформировались на поздней стадии этих движений, в условиях увеличившейся вязкости (консолидации) пород. В структурной шкале последовательности событий складки поперечного изгиба и зоны вторичного рассланцевания принадлежат к единому интервалу времени, нижняя граница которого определяется пересечением зонами вторичного рассланцевания складчатых структур первой, второй и третьей генераций. Верхнее возрастное положение рассматриваемых структурных форм определяется изгибанием крутопадающих крыльев флексур и новообразованных плоскостных элементов строения зон рассланцевания (S_4) в субширотные складки (рис. 14).

Вертикальные флексуры выявлены только в южной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры, где для них характерно субмеридиональное простираение шарниров с относительно пологими, преимущественно северными углами наклона. Величина флексур варьирует в широких пределах (рис. 3, 15, в). Отдельные флексуры прослежены по простираению на 1-2 км. Возможность образования вертикальных флексур и погружение их шарниров определялось положением реликтовых плоскостных текстур

Рис. 14. Складки зон вторичного рассланцевания.

1 - гиперстено-биотитовые гнейсы; 2 - полосчатые амфиболовые кристаллические сланцы зоны вторичного рассланцевания; 3-4 - элементы залегания реликтовых (3) и новообразованных (4) сланцеватых текстур; 5 - проекции осевых поверхностей складок третьего (f_4) и четвертого (f_5) этапов деформаций (четвертая и пятая генерации структур соответственно).

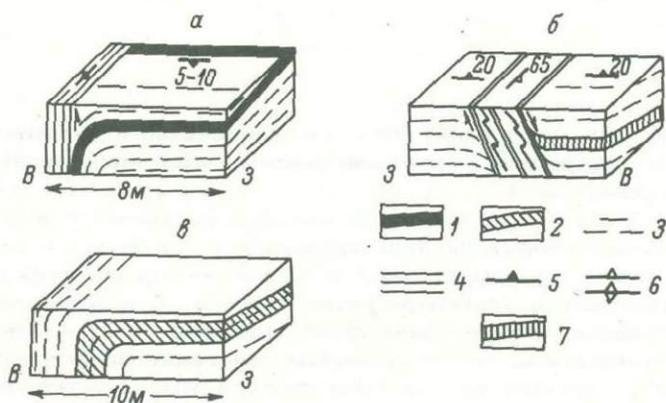
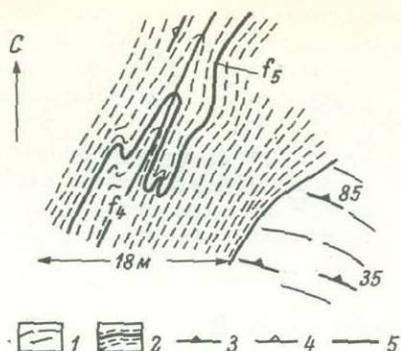


Рис. 15. Флексуры и зоны вторичного рассланцевания третьего этапа деформаций (четвертая генерация структур).

1 - амфиболовые кристаллические сланцы (черное) в гнейсовидном лейкократовом граните; 2 - амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы (заштриховано) в гиперстено-биотитовом гнейсе; 3-4 - реликтовая (3) и новообразованная (4) сланцеватость; 5-6 - элементы залегания реликтовых (5) и новообразованных (6) плоскостных текстур; 7 - диопсидовые гнейсы (заштриховано) в двупироксено-амфиболовом гнейсе. α - β объяснено в тексте.

к началу данной деформации. В связи с этим встречаются вертикальные флексуры как с северным, так и южным погружением шарниров. Вертикальные флексуры наиболее хорошо выражены в участках относительно пологого залегания реликтовых плоскостных текстур в ядрах субширотных складок второй генерации. При крутых залеганиях реликтовых плоскостных текстур наблюдались только зоны вторичного рассланцевания.

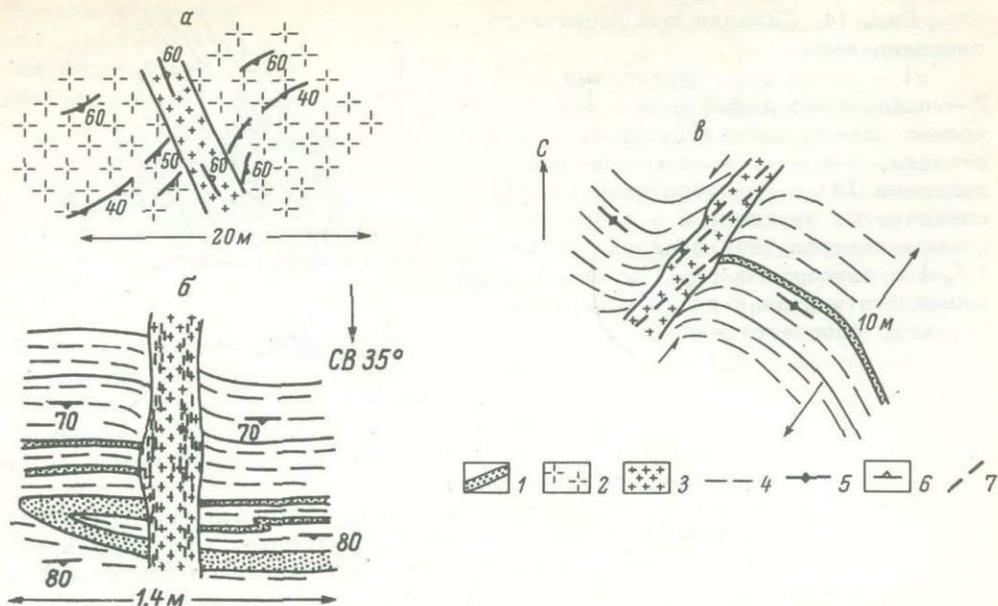


Рис. 16. Зоны вторичного расщепления и разрывы второго цикла деформаций с горизонтальным смещением реликтовых плоскостных текстур.

а - в лейкократовых гнейсовидных гранитах; б и в - в гиперстено-биотитовых гнейсах нимнырской свиты; 1 - кварц-полевошпатовые полосы (точки) в гиперстено-биотитовых гнейсах; 2 - гнейсовидные лейкократовые граниты; 3 - новообразованные роговообманковые гранитоиды разрывных зон; 4 - реликтовая сланцеватость; 5-6 - элементы залегания реликтовых (5) и новообразованных плоскостных текстур (6); 7 - полосчатость и сланцеватость в разрывной зоне.

Зоны вторичного расщепления пересекают неоднократно деформированные и мигматизированные породы нимнырской и федоровской свит, а также гиперстеносодержащие и аляскитовые граниты (рис. 15, а, б; 16). Ширина зон расщепления колеблется от 0.5 до 7 м при длине, превышающей 100 м (данные непрерывного прослеживания). Обычно наблюдаются серии близко расположенных зон, где расстояние между зонами колеблется от 7 до 15 м (рис. 17), уменьшаясь в участках наиболее частого чередования зон вторичного расщепления до 2-3 м. Ширина таких серий разрывов колеблется от 70 до 100 м. Через 200-400 м наблюдалось повторение серий зон вторичного расщепления. Последние группируются в мегасерии, состоящие из двух, а чаще трех или четырех серий. Ширина мегасерий зон вторичного расщепления обычно составляет 800-1000 м.

В субширотной системе складок второй генерации зоны, серии и мегасерии зон вторичного расщепления имеют субмеридиональное простирание (рис. 3). Здесь выявлены шесть мегасерий зон вторичного

рассланцевания. Восточная мегасерия (Харьялаахская зона) закартирована наиболее полно. Ее длина превышает 15 км. Для всех субмеридиональных мегасерий зон вторичного рассланцевания характерна тенденция к дугообразному строению с обращением выпуклой стороны дуги к востоку (рис. 3).

В субмеридиональной системе складок второй генерации зоны, серии и мегасерии зон вторичного рассланцевания имеют северо-западное ($300-320^{\circ}$) простирание. Иное, северо-восточное, простирание зон вторичного рассланцевания здесь наблюдалось в единичных случаях. Достаточно четко выявлена только одна мегасерия зон вторичного рассланцевания. К юг-юго-западу от нее, возможно лишь вследствие меньшей, чем в западной части района, детальности работ, установлены только отдельные, обычно далеко отстоящие друг от друга зоны вторичного рассланцевания, имеющие, как и отмеченная выше мегасерия, северо-западное простирание новообразованных сланцеватых и полосчатых текстур. Полученные данные позволяют предполагать наличие еще одной (южной) мегасерии зон вторичного рассланцевания, удаленной от первой (северной) на 7-8 км. Ширина южной мегасерии составляет около 1000 м. Она состоит из трех серий зон вторичного рассланцевания шириной порядка 50-100 м.

Новообразованные сланцеватые и полосчатые текстуры локализованы в пределах зон вторичного рассланцевания и залегают субпараллельно контактам зон. В субмеридиональной и северо-западной системах они обычно имеют крутые углы падения ($70-90^{\circ}$). Более пологое залегание зон вторичного рассланцевания (углы наклона $40-60^{\circ}$) встречается значительно реже.

В субмеридиональной системе разрывов распространены западные и восточные падения новообразованных плоскостных элементов строения (рис. 3, 17). В пределах одной серии, как правило, выдерживается однообразный наклон кулисообразно расположенных зон вторичного рассланцевания. Противоположные падения имеют разрывы (зоны), принадлежащие к разным сериям. В сравнительно полно охарактеризованных мегасериях разрывов установлены противоположно наклоненные серии зон вторичного рассланцевания, обычно принадлежащие к разноименным кулисообразным рядам. В мегасериях субмеридиональных разрывов тенденцию к кулисообразному расположению обнаруживают серии зон вторичного рассланцевания. Кулисообразное расположение разрывов указывает на их возникновение при деформации сдвига, имевшей место при вертикальном или горизонтальном характере движений (Гзовский, 1963).

В субмеридиональной системе разрывов по зонам вторичного рассланцевания выявлены как вертикальные, так и горизонтальные смещения реликтовых плоскостных элементов строения (рис. 15, б; 16, б, в). Распространенность вертикальных флексур, взаимные переходы флексур и зон вторичного рассланцевания, а также локализация в зонах рассланцевания асимметричных складок³ с субгоризонтальными шарнирами (рис. 15, б) указывают на почти строго вертикальные перемещения блоков во время формирования данных зон. Для многих разрывов установлено соответствие направления горизонтального смещения наклонных границ со знаком вертикальных движений смежных блоков. В то же время в ряде зон вторичного рассланцевания наблюдались подвороты реликтовых плоскостных текстур, свидетельствующие о горизонтальном смещении

³ Образование таких складок, очевидно, связано со взаимным проскальзыванием блоков в направлении падения или восстания поверхности сместителя. В складки изогнуты новообразования сланцеватые и полосчатые текстуры (δ_4).

блоков (рис. 16, в). Возникает вопрос, принадлежат ли разнонаправленные смещения блоков к разным этапам деформации, и если да, то какой из этих двух этапов формирования субмеридиональной системы разрывов является более ранним? Обсуждая эти вопросы, необходимо обратиться к особенностям минерального состава пород разрывных зон, их внутреннему строению и морфологии. Минеральный состав пород зон вторичного рассланцевания специально рассматривается в гл. 4, поэтому здесь мы лишь отметим, что обнаружены как соответствия минерального состава пород зон вторичного рассланцевания составу вмещающих пород (первая группа структур), так и существенные различия в минералогическом составе зон и вмещающих пород (вторая группа структур). К первой группе структур принадлежат разрывы с вертикальными смещениями блоков. Морфология и внутреннее строение зон этой группы еще мало изучены, однако следует указать на отсутствие среди них разрывов с извилистыми очертаниями и интенсивное развитие в разрывных зонах процессов вторичного рассланцевания. Во второй группе разрывов, как правило, наблюдаются признаки горизонтального перемещения блоков вдоль поверхности сместителя. В краевой части таких разрывов обычно располагаются отчетливо полосчатые (прерывисто-полосчатые) разновидности пород со сланцеватостью и полосчатостью, ориентированной субпараллельно контактам зон - участок детальной документации Харьялаахской зоны (рис. 17). Внутренняя часть разрывов, а иногда и их контакты, выполнены макроскопически почти массивными породами, имеющими зазубренные извилистые границы с новообразованными плоскостными текстурами разрывной зоны. Во многих зонах встречаются участки пород с реликтовой сланцеватостью. В таких участках новообразованные минералы ориентированы согласно направлению реликтовой сланцеватости. Наблюдались разрывы, в которых новообразованная сланцеватость локализована вдоль контакта или практически отсутствует, а также разрывы, в которых породы с новообразованными плоскостными текстурами заключены в виде линз или блоков среди массивных разновидностей пород разрывной зоны. Для разрывов второй группы характерны как прямолинейные, так и зазубренные границы.

Развитие второй группы разрывов происходило или по крайней мере заканчивалось в период, когда физико-химические условия в зонах разрывов существенно отличались от таковых в период образования предшествующих складчатых структур. Эти различия были достигнуты в период формирования зон, поскольку некоторые разновидности пород выполняют трещины отрыва. Разрывы первой группы являются типичными зонами скалывания, тогда как вторая группа разрывов вначале развивалась как зона скалывания, а в дальнейшем - как трещины отрыва. Поздний этап развития Харьялаахской разрывной зоны сопровождался возникновением новых разрывов, в том числе и сколовых (рис. 17), связанных с горизонтальными смещениями блоков. В таких разрывах преимущественно развиты довольно распространенные здесь роговообманковые гранито-гнейсы и небольшие тела мелкозернистых роговообманковых гранитов.

Все вышеизложенное позволяет наметить в формировании зон разрывов два этапа движений. Первый (ранний) этап принадлежит к периоду воздействия вертикальных, а второй (поздний) - к периоду воздействия горизонтальных внешних активных сил. Структурами четвертой генерации являются только ранние зоны вторичного рассланцевания, возникшие при вертикальных движениях блоков. В этот период перемещения блоков по зонам разрывов имели преимущественно характер сбросов,

нейтральных сбросов⁴ и взбросов. Перемещение сопровождалось относительным поднятием западных блоков, в результате чего блоки, ближе расположенные к ядру Нижне-Тимптонской куполовидной структуры, оказались наиболее приподнятыми. Закономерная связь вертикальных перемещений блоков с их положением в Нижне-Тимптонской куполовидной структуре и распространенность структурных форм четвертой генерации только в пределах данной структуры позволяют отнести образование вертикальных флексур и зон вторичного расщепления ко времени окончания формирования Нижне-Тимптонской куполовидной структуры высшего порядка. В отличие от складок третьей генерации структурные формы поздней стадии третьего этапа деформаций, в том числе и складки поперечного изгиба, имеют выдержанное простираие в пределах всей западной части района, а следовательно, во время их формирования реликтовые плоскостные текстуры уже существенно не влияли на расположение осей деформации. Последнее скорее всего вызвано увеличением гомогенности физико-механических свойств пород к концу третьего этапа деформаций, т.е. консолидацией пород различного состава.

Северо-западная система зон вторичного расщепления восточной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры изучена менее детально. Она представлена почти исключительно разрывами с северо-восточным направлением падения новообразованных плоскостных элементов строения. Однообразный наклон зон вторичного расщепления здесь выдерживается как в пределах одной серии разрывов, так и во всей мегасерии в целом (рис. 3). Обнаруживается тенденция к кулисообразному расположению разрывов и серий разрывов. В Северной мегасерии они образуют правые, а в Южной — левые кулисообразные ряды. В единичных случаях установлены направления смещения блоков. Выявлены только горизонтальные смещения.

По количественно-минералогическому составу пород северо-западные зоны вторичного расщепления можно подразделить на минерализованные и неминерализованные зоны. Минерализация северо-западных зон обычно выражена в увеличении в них концентрации роговой обманки, а иногда и калиевого полевого шпата. Во всех случаях положение зон вторичного расщепления устанавливается по ориентировке сланцеватых, реже полосчатых текстур, занимающих секущее положение по отношению к реликтовым плоскостным элементам строения. Новообразованная сланцеватость наиболее легко устанавливается по ориентировке кристаллов обыкновенной роговой обманки. Данные о внутреннем строении северо-западных зон вторичного расщепления почти отсутствуют. Можно лишь отметить, что в ряде зон наблюдались элементы брекчиевого строения. Судя по ориентировке реликтовых плоскостных текстур, отдельные блоки сохранили в разрывной зоне положение, близкое к первоначальному. Цементирующая их масса иногда имеет почти массивную текстуру. Такое строение некоторых разрывных зон позволяет выделять в них стадию скалывания, в дальнейшем сменившуюся развитием разрывов по типу трещин отрыва.

Время заложения северо-западной системы зон вторичного расщепления строго не установлено. Зоны расщепления секут складки второй и третьей генераций и по отношению к ним являются наложенными структурами. Обращение к физико-химическим условиям кристаллизации минералов в зонах разрывов не дает дополнительных сведений для обоснования времени их заложения. Вмещающие породы и зоны вторично-

⁴ Нейтральными сбросами названы разрывы с вертикальным залеганием поверхности сместителя.

го расчленения обычно представлены одинаковыми минеральными парагенезисами, встречающимися как в ранних, так и поздних зонах вторичного расчленения субмеридиональной системы разрывов (см. гл. 4). По аналогии с субмеридиональной системой предельное нижнее возрастное положение северо-западных разрывных зон может быть ограничено временем первого этапа развития субмеридиональной системы. Следует подчеркнуть, что это не означает одинакового их возраста. Северо-западная система разрывов в сравнении с субмеридиональной может оказаться как более древней, так и более молодой. Для зон северо-западной системы известны и случаи несоответствия качественного минералогического состава пород зон составу вмещающих пород. Процессы минералообразования в таких зонах и в поздних зонах субмеридиональной системы аналогичны и, очевидно, происходили в сходных физико-химических условиях, существенно отличавшихся от таковых во время образования непосредственно предшествовавших им складчатых структур. Коррелируя события по физико-химическим условиям минералообразования, верхнюю возрастную границу северо-западных зон вторичного расчленения можно ограничить временем позднего развития разрывов субмеридиональной системы. Этот этап развития зон вторичного расчленения уже не принадлежит ко времени формирования структур четвертой генерации и будет рассмотрен при описании структурных форм соответствующего возраста.

Второй цикл деформаций

Рубеж между структурами третьего и четвертого этапов деформаций характеризует смену вертикальных блоковых движений инверсионной стадии первого тектонического цикла горизонтальными складчатыми движениями второго цикла деформаций. В этот период в южной краевой части Алданского массива (среднее течение р. Сутам, хр. Зверева) и в зоне Тыркандинского глубинного разлома произошло внедрение даек основных и ультраосновных пород, метаморфизованных и складчато деформированных во время второго цикла тектонических движений.

В юго-восточной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры ранними образованиями второго цикла являются субширотная и субмеридиональная системы складок с субвертикальными осевыми поверхностями. Существуют известные трудности выявления структур четвертого этапа деформаций. Одной из причин является совпадение субширотных складок в западной, а меридиональных складок - в восточной части района с аналогично им ориентированными складками второго этапа деформаций. Однако приводимые ниже данные показывают, что по крайней мере часть меридиональных складок образовалась позднее складок широтной системы. Поэтому, оставляя нерешенным вопрос о широтной или меридиональной ориентировке наиболее ранних складчатых движений второго цикла, мы в качестве структур четвертого этапа деформаций условно рассматриваем субширотную систему складок общего смятия. Условность решения вопроса определяется тем, что субширотным складкам могли предшествовать и более ранние, чем они, меридиональные складчатые структуры.

В связи с особенностями залегания реликтовых плоскостных текстур субширотные складки пятой генерации выявлены главным образом в восточной части района. На западе они устанавливаются на субмеридиональных крыльях вертикальных флексур и в зонах вторичного расщепления (рис. 3, 14). Эти наблюдения показывают, что субширотные складчатые движения второго цикла происходили как в западной, так и в восточной частях района. Однако на западе, в южной части Нижне-Тимптонской структуры, они в основном проявились в дальнейшем развитии субширотной системы вторых складок. Возможно, что широкие вариации углов между крыльями равномасштабных, близко расположенных субширотных складок вызваны присутствием в субширотной системе складок структур как второй, так и пятой генераций.

Нижняя возрастная граница рассматриваемых складок определяется изгибанием в них в западной части района плоскостных текстур зон вторичного расщепления (S_4) и крыльев структур четвертой генерации. В восточной части района формирование субширотных складок вызывало закономерное рассеивание вокруг их осей шарниров и осевых поверхностей складок третьего этапа деформаций. Верхняя возрастная граница широтных складчатых структур выявлена в восточной части района. Здесь, при простирании крыльев сравнительно круто погружающихся к востоку широтных складок $25-80$ и $330-320^\circ$, шарниры и осевые поверхности осложняющих их меридиональных складок имеют простирание $360-345^\circ$. Приближение зеркала меридиональных складок к широтной ориентировке (80°) сопровождается сменой асимметричных складок более симметричными формами, что наряду с отмеченными особенностями их простирания указывает на более позднее образование меридиональных складок в сравнении с широтными складчатыми структурами.

Субширотные структуры пятой генерации представлены как крупными прямыми складками продольного изгиба, так и разнообразными малыми структурными формами. Крупные складки выявлены только в восточной части района (№№ 18, 24, 27). Ширина наиболее крупной синформной широтной складки (№ 30) около 15 км. Изучены центральная и западная части структуры, в пределах которых длина складки достигает 10 км. Осевая поверхность складки при общем широтном простирании несколько выгнута к югу. Расположенные южнее ее складки (№№ 24, 27) принадлежат к структурам второго порядка. Ширина их колеблется от 2 до 3 км при длине около 3-4 км. Складки имеют почти строго широтную ($85-95^\circ$) ориентировку вертикально залегающих осевых поверхностей. Для крупных и мелких складок пятой генерации характерна открытая форма с величинами углов между крыльями $90-120^\circ$. Среди мелких складок наблюдались и более сжатые структуры с величинами углов между крыльями $40-50^\circ$.

Особенности залегания реликтовых плоскостных текстур на крыльях субмеридиональной системы вторых складок и в зоне их сопряжения с субширотными вторыми складками предопределили восточное погружение шарниров крупных складок и сопровождающих их линейных малых структурных форм. Последние представлены мелкими складками продольного изгиба, гофрировкой поверхности плоскостных текстур, структурами будинажа и минеральной линейностью, выраженной ориентировкой кристаллов роговой обманки, агрегатов зерен кварца и биотита. Все виды линейности субпараллельны друг другу и шарнирам пятых складок. Оси пятых складок b_5^5 и линейность b^5 располагаются в субширотном поясе, ограниченном простираниями северо-восток 80° -юго-восток 110° . Траек-

тория пояса соответствует среднему положению осевых поверхностей пятых складок (S_5). В пределах пояса они образуют максимум концентраций с координатами северо-запад 275° , $\angle 48^\circ$ (рис. 18), совпадающий с интервалом наиболее распространенных падений реликтовых плоскостных текстур на крыльях вторых складок в восточной части района.

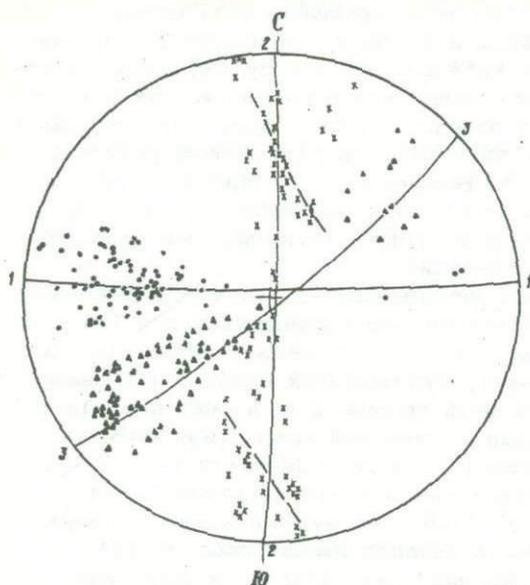


Рис. 18. Ориентировка линейных элементов строения четвертого (точки), пятого (крестики), шестого (треугольники) этапов деформаций (шарниры мелких складок и параллельная им минеральная линейность и желобчатость) в районе междуречья Курунг-Хоонку-Эгете-Тимптон.

Сплошные линии - пояса b_c -осей четвертого (1-1), пятого (2-2) и шестого (3-3) этапов деформаций; прерывистые - вторичное рассеивание b_c -осей пятого этапа деформаций.

Соответственно должны быть приняты и широкие вариации углов наклона a_K^5 -осей деформации.

По-видимому, во время образования широтных складчатых структур второго цикла деформаций меридиональные мегасерии зон вторичного расслаивания приобрели дугообразную форму (рис. 3). При изгибании зон расслаивания в субширотные складки в северной части зон вдоль них должны были происходить правосдвиговые, а в южной - левосдвиговые смещения блоков. Как было показано ранее, горизонтальное смещение блоков в участке детальной документации Харьялаахской зоны (северная часть дугообразной зоны) сопровождалось раскрытием ранних субмеридиональных - северо-восточных зон вторичного расслаивания

Поскольку более поздние складчатые деформации в местах замеров b_c^5 -осей проявлены незначительно, то об их первоначальном простирании в первом приближении можно судить по ориентировке максимума концентраций b_c^5 -осей - северо-запад 275° -юго-восток 95° . Исходя из ориентировки осевых поверхностей пятых складок, может быть принято субгоризонтальное положение и субмеридиональное простирание c_K^5 -оси широтного плана движений. При любых углах наклонов шарниров пятых складок субширотному простиранию их зеркала соответствуют симметричные складчатые формы с примерно одинаковыми величинами углов между крыльями, что указывает на различный угол наклона b_K^5 -осей во время формирования широтных складок продольного изгиба. Для пятого этапа деформаций характерно лишь относительно постоянное простирание b_K^5 -осей, тогда как их угол наклона, вероятно, существенно менялся в зависимости от первоначальной ориентировки смежных в складки реликтовых плоскостных текстур.

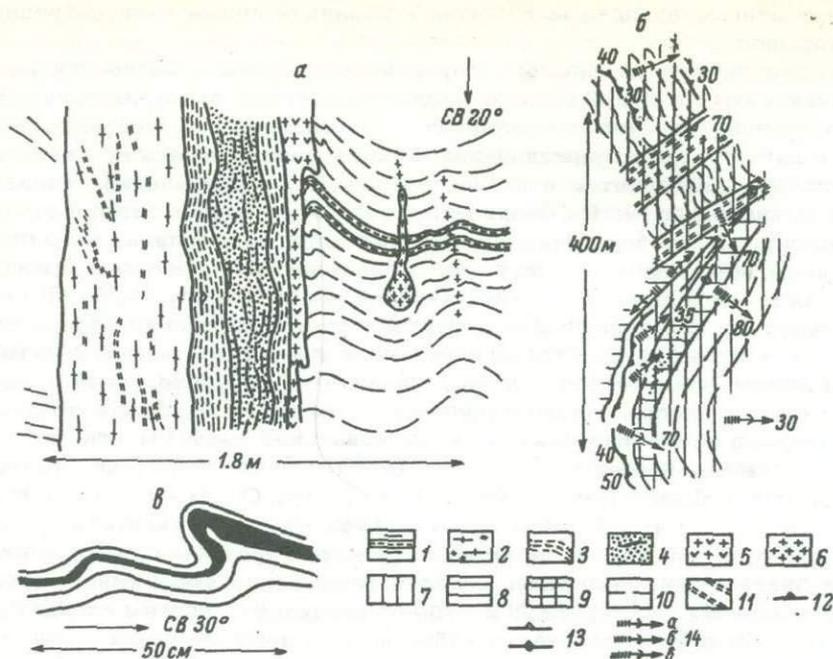


Рис. 19. Взаимоотношения разрывов и зон вторичного рас-
сланцевания второго цикла деформаций и складчатых структур
пятого (а), шестого (б) и седьмого (в) этапов деформаций.

1 - гиперстено-биотитовые гнейсы с полосами меланократовых гиперстеновых гнейсов; 2-5 - породы зоны вторичного рас-
сланцевания: 2 - роговообманковые лейкократовые гранито-гнейсы с высоким содержанием ортоклаза, 3 - мелкозернистые меланократовые роговообманковые кристаллические сланцы (штрихи ориентированы по простиранию новообразованных плоскостных текстур), 4 - крупнозернистые роговообманковые кристаллические сланцы, 5 - диопсидортоклазовая порода с роговой обманкой; 6 - роговообманковые граниты; 7 - диопсидовые и диопсидо-амфиболовые гнейсы; 8 - амфиболо-гиперстеновые гнейсы; 9 - двупироксеновые гнейсы со вторичным амфиболом; 10 - реликтовая сланцеватость; 11 - новообразованные плоскостные текстуры; 12-13 - элементы залегания реликтовых (12) и новообразованных (13) плоскостных текстур; 14 - ориентировка шарниров складок четвертого (а), шестого (б) и седьмого (в) этапов деформаций (пятая, седьмая и восьмая генерации структур соответственно). Черным цветом выделена полоса роговообманковых сланцев, смятая в складку восьмой генерации в зоне вторичного рассланцевания.

(рис. 17). Последнее обстоятельство хорошо согласуется с северо-западной ориентировкой оси растяжения при правосдвиговых смещениях блоков вдоль субмеридиональной оси наблюдаемого здесь правого кулисообразного ряда разрывов. Правосдвиговым смещениям блоков соответствуют и правые кулисообразные ряды жильных тел роговообманковых гранитов, широко развитых в южной части участка детальной документации. Южнее оси широтного изгиба в Харьялаахской зоне наблюдались

минерализованные диопсидом и роговой обманкой левые кулисообразные ряды разрывов.

Рассмотренные на примере Харьялаахской зоны особенности распределения левых и правых рядов разрывов второго этапа развития субмеридиональной системы зон вторичного расщепления намечаются и в других дугообразных меридиональных мегасериях разрывов. Аналогичная тенденция наблюдается и в кулисообразном распределении гранитоидов Верхнеэгетинской зоны. По физико-химическим условиям формирования и геохимическим особенностям гранитоиды этой зоны близки к наиболее поздним образованиям (диопсидо-полевошлатовые породы и гранитоиды) второго этапа развития Харьялаахской зоны (см. гл. 4, 6). Возникшее в результате вертикальных и горизонтальных движений блоков общее горизонтальное смещение стратиграфических границ достигает 200–400 м.

По физико-химическим условиям процессов минералообразования и особенностям распределения кулисообразных рядов разрывов поздняя стадия второго этапа развития субмеридиональной системы зон вторичного расщепления может быть сопоставлена с заключительной стадией формирования субширотных складчатых структур. Однако остается неясным, соответствует ли она заключительной стадии четвертого этапа деформаций или, что более вероятно, вызвана горизонтальными тектоническими движениями, имевшими место в рассматриваемом районе уже после образования субширотной и субмеридиональной систем складок второго цикла. Поздние образования субмеридиональной системы разрывов (диопсидо-полевошлатовые породы) и аналогичные им по характеру минералообразования северо-западные зоны вторичного расщепления восточной части района иногда пересекают как субмеридиональные (рис. 19, а), так и субширотные складчатые структуры (рис. 19, б). Следует отметить, что шарниры и осевые поверхности субмеридиональных складок второго цикла в ряде случаев несколько развернуты на крыльях широтных складчатых структур. Таким образом, мы приходим к заключению о единой верхней возрастной границе поздних образований в северо-западной и субмеридиональной системах разрывов и большой продолжительности и неоднократности формирования сопоставляемых складчатых и разрывных структурных форм.

В восточной части района поздней стадии формирования северо-западной системы зон вторичного расщепления соответствовали левосдвиговые смещения вдоль южной мегасерии разрывов. На это указывает раскрытие распространенных здесь левых кулисообразных рядов разрывов во время образования роговообманковых и диопсидо-полевошлатовых пород. Последние обычно имеют массивную текстуру и цементируют брекчированные в зоне разрыва породы.

Структуры пятого этапа деформаций

К структурам пятого этапа деформаций отнесены складки субмеридионального простирания (шестая генерация структур). Они, как и рассмотренные ранее субширотные складки пятой генерации, принадлежат к складкам общего смятия и широко распространены на всей исследованной территории. Субмеридиональные структуры пятого этапа деформаций представлены крупными складками и многочисленными малыми структурными формами. Типичны субмеридиональная, субвертикальная ориентировка осевых поверхностей и открытая форма складок. У крупных складок величины углов между крыльями составляют 100–110°. Близкие к ним величины углов обычны и для более мелких складчатых форм. Значитель-

но реже наблюдались сравнительно сжатые мелкие складки с величинами углов между крыльями $45-50^{\circ}$. Меридиональная система складок наиболее полно охарактеризована в западной части района, где крупные складки и соответствующие им малые структурные формы легко выявляются на крыльях субширотных складчатых структур первого цикла деформаций. В восточной части района меридиональные складки второго цикла установлены только на крыльях широтных складок пятой генерации, что вызвано сходством ориентировок в этой части района шарниров и осевых поверхностей вторых и sixth складок.

Возрастные взаимоотношения субширотной и субмеридиональной систем складок второго цикла уже рассматривались в предыдущем разделе. Здесь мы лишь отметим, что в западной части района на различно ориентированных крыльях меридиональных складок иногда наблюдались широтные складчатые и линейные структуры. Отсутствие данных о деформации осевых плоскостей одной из систем складок складками другой системы не позволяет сделать определенных выводов об их возрастных соотношениях. Остается неясной и принадлежность наблюдаемых на крыльях меридиональных складок широтных линейных структур ко второму или первому циклу тектонических движений.

Выяснение верхней возрастной границы меридиональных складок сводится к установлению их возрастных отношений с северо-восточными складчатыми структурами. Шарниры и параллельная им линейность образуют почти непрерывный спектр простираний в интервале северо-запад 350° -северо-восток 65° . Отчетливо выявляются два пояса ориентировок линейных элементов строения, траектории которых соответствуют среднему положению осевых поверхностей субмеридиональной и северо-восточной систем складок (рис. 18). Распределение линейных структур вдоль указанных поясов вызвано первичными различиями их ориентировки, отражающими неомогенность залеганий деформируемых реликтовых плоскостных текстур. Ориентировка поясов определялась различным положением кинематических осей деформации во время образования субмеридиональной и северо-восточной систем складок. В пределах меридионального пояса существует дополнительное боковое рассеивание в северо-западном-юго-восточном направлении. Последнее указывает на возникновение вторичных различий ориентировки линейности, вызванных ее вращением вокруг северо-восточных осей, что позволяет рассматривать северо-восточные складки в качестве более поздних образований в сравнении с субмеридиональными складчатыми структурами.

Разновозрастность меридиональных и северо-восточных складок выявляется и при сопоставлении ориентировок шарниров с залеганием зеркала складок, а линейных текстур - с ориентировкой реликтовых плоскостных элементов строения. При выдержанном залегании реликтовых плоскостных текстур близко расположенные линейные структуры (шарниры мелких складок, желобчатость, минеральная линейность) имеют как субмеридиональное, так и северо-восточное простирание. Симметричные формы складок соответствуют следующим интервалам падения зеркала складок: 1) $350-15$, $170-195^{\circ}$ и 2) $40-60$, $220-230^{\circ}$. В первом случае шарниры имеют субмеридиональную, а во втором - северо-восточную ориентировку. При несовпадении падений зеркала и шарниров складок, а также линий падения реликтовых плоскостных текстур и линейности структурные формы субмеридиональной системы имеют более меридиональную ориентировку в сравнении с линиями падения реликтовых плоскостных текстур, ориентированных менее широтно, чем азимуты падений $40-60$ и $220-230^{\circ}$. Известны и некоторые отклонения от указанной закономерности, вызванные наложением на рассматриваемые структуры более поздних складчатых

тых движений седьмого этапа деформаций. Противоположные тенденции расположения ориентировок линейных структур и линий падения реликтовых плоскостных текстур обычно наблюдались в интервалах почти совпадающих их залеганий, что указывает на слабую выраженность в рассматриваемом районе поздних складчатых движений.

Размеры меридиональных складок колеблются в широких пределах: сантиметры-метры, десятки-сотни метров. Длина наиболее крупных складок достигает 1,5-4,0 км при ширине 3-6 км (№№ 14, 20). Крупные складки обычно четко выражены лишь на одном из крыльев главных субширотных структур второй генерации. Резкие отличия залеганий реликтовых плоскостных текстур в разных крыльях вторых складок приводят к быстрому затуханию крупных складок шестой генерации в направлении простирания их осевых поверхностей. Среди дополнительных складок распространены симметричные и асимметричные формы. Первые наблюдались при субширотной ориентировке реликтовых плоскостных текстур на крыльях крупных вторых складок и в ядрах структур шестой генерации, а вторые - на крыльях более крупных складок шестой генерации и в местах северо-западного и северо-восточного простираний реликтовых плоскостных текстур на крыльях вторых складок. С меридиональной системой складок общего смятия генетически связаны многочисленные линейные элементы строения, представленные гофрировкой поверхности плоскостных текстур (желобчатость), линейной ориентировкой кристаллов роговой обманки, агрегатов зерен кварца и чешуек биотита. Они ориентированы параллельно шарнирам складок шестой генерации (рис. 3, 18).

Система складок шестой генерации сформирована горизонтальными складкообразующими движениями при сравнительно выдержанном субширотном горизонтальном положении c_K -оси деформации. На это указывают: а) субвертикальная, субмеридиональная ориентировка осевых поверхностей складок; б) равная распространенность рассматриваемых структурных форм в местах северных и южных падений реликтовых плоскостных текстур на крыльях вторых, третьих и пятых складок; в) субгоризонтальная ориентировка линейных структур в участках пологого залегания реликтовых плоскостных текстур в ядрах вторых складок. Меридиональной ориентировке пояса линейных структур шестой генерации должно соответствовать субмеридиональное простирание b_K -оси деформации. Равная распространенность складок в местах как пологих, так и крутых северных и южных падений реликтовых плоскостных текстур и примерно одинаковая степень сжатости складок в участках субгоризонтального и субвертикального залегания их зеркала свидетельствуют о субгоризонтальном положении b_K^6 -оси деформации и (или) об изменении углов наклона b_K^6 -осей в разных частях района.

Структуры шестого этапа деформаций

Шестой этап деформаций представлен северо-восточной системой складок общего смятия (седьмая генерация структур). Складки одинаково хорошо выражены как в западной, так и в восточной части района и сопровождаются многочисленными линейными структурами (гофрировка поверхности плоскостных текстур - желобчатость, линейная ориентировка кристаллов роговой обманки, силлиманита, агрегатов зерен кварца и чешуек биотита), совпадающими с ориентировкой шарниров седьмых складок. Наиболее крупной структурой шестого этапа деформаций является складка № 1 (рис. 3). Ее длина достигает 3,5 км при ширине порядка 2,5 км. Обычно крупные складки четко выражены лишь на одном из

крыльев предшествующих им главных структур, имеющих как северные, так и южные падения реликтовых плоскостных текстур. При относительно сжатой форме главных вторых складок наложенные на них складки седьмой генерации прослеживаются в обоих их крыльях (складка № 1). Последнее указывает на зависимость видимой длины крупных наложенных складок от однородности залеганий реликтовых плоскостных текстур в предшествующих им главных складчатых структурах. В восточной части района северо-восточные складки наиболее отчетливо выражены на южных крыльях крупных пятых складок, имеющих северо-западное простираание реликтовых плоскостных текстур. Для складок разного порядка характерны северо-восточное простираание и субвертикальное залегание осевых поверхностей.

Шарниры складок седьмой генерации и параллельные им различные типы линейных структур образуют северо-восточный пояс (рис. 18). Траектория пояса имеет простираание северо-восток 50° и соответствует среднему положению шарниров и осевых поверхностей седьмых складок. Это направление можно рассматривать в качестве первоначального простираания шарниров седьмых складок и δ_K^7 -осей шестого этапа деформаций. На это указывает и совпадение симметричных форм северо-восточных складок с интервалом падения их зеркала северо-восток $40-60^\circ$ и юго-запад $220-230^\circ$. Более широко представлены структуры с северо-восточным погружением. Последнее вызвано выраженностью структур шестого этапа деформаций в восточной части района только на южных крыльях пятых складок, для которых здесь характерно северо-восточное падение реликтовых плоскостных текстур. Северо-восточная система складок аналогична складчатым структурам пятого этапа деформаций и отличается от них лишь простираанием c_K - и δ_K -осей деформации. Во время образования структур шестого этапа деформаций ось максимального сжатия была ориентирована в северо-западном направлении и занимала субгоризонтальное положение. Складчатые структуры пятого и шестого этапов деформации являются открытыми складками продольного изгиба.

Структуры седьмого этапа деформаций

В юго-восточной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры к структурам седьмого этапа деформаций принадлежат мелкие (сантиметры-метры) и малые (десятки-первые сотни метров) северо-западные складки. С их формированием генетически связаны различные типы линейности, представленные гофрировкой поверхности плоскостных текстур, линейной ориентировкой кристаллов роговой обманки, агрегатов зерен кварца и биотита.

Осевые поверхности складок имеют северо-западное простираание и субвертикальное или крутое северо-восточное падение $\angle 70-85^\circ$. Шарниры складок и различные типы линейности образуют северо-западный пояс с простираанием траектории пояса северо-запад 310° (рис. 20). Линейные структуры седьмого этапа деформаций (структуры восьмой генерации) располагаются в интервале простирааний северо-запад $300-325^\circ$. В связи с особенностями залегания реликтовых плоскостных текстур в центральной и восточной частях района преобладают юго-восточные погружения новообразованных линейных элементов строения. Однако и здесь, а чаще в западной части района, встречаются структуры с северо-западным погружением δ_C^8 -осей. В более полно охарактеризованных структу-

рах с юго-восточным погружением шарниров наблюдаются почти все промежуточные положения δ_c -осей в интервале углов наклона от 5 до 80°.

Складки восьмой генерации представлены преимущественно открытыми формами с величинами углов между крыльями 90–130°. Морфология складок указывает на их принадлежность к типичным складкам изгиба. Смежные складки иногда заметно отличаются по степени сжатости.

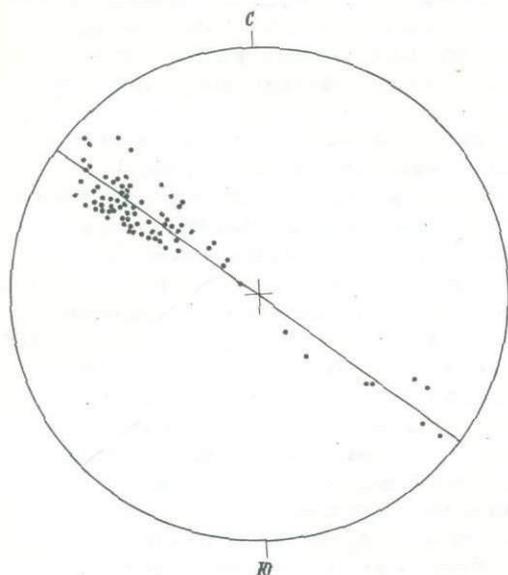


Рис. 20. Ориентировка линейных элементов строения седьмого этапа деформаций в районе междуречья Курунг-Хоонку-Эгете-Тимптон.

Точки - шарниры мелких складок и параллельная им минеральная линейность и желобчатость; сплошная линия - пояс δ_c -осей седьмого этапа деформаций.

Среди мелких складок встречаются и сравнительно сжатые формы с величинами углов между крыльями 45–70°. Такие складки обычно наблюдались вблизи зон позднего гранитообразования (граниты четвертой группы) и в области широкого развития процессов регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, на водоразделе рр. Сеймдые-Тимптон. В последнем случае сравнительно сжатую форму имеют как мелкие, так и малые складки.

Вблизи зон позднего гранитообразования и в области широкого развития регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации в северо-западных складках нередко присутствует новообразованная сланцеватость (S_8). Сланцеватость обычно локализована в зонах осевых поверхностей восьмых складок и совпадает с их ориентировкой, имея крутые северо-восточные падения с углами наклона 70–85°. В области широкого развития процессов регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации встречаются и ориентированные параллельно осевым по-

верхностям восьмых складок зоны вторичного рассланцевания. Ширина таких зон достигает 1.0–1.5 м. В центральной и западной частях района новообразованные сланцеватые текстуры иногда встречаются в складках седьмого этапа деформаций и вне зон позднего гранитообразования. Они наблюдались в сравнительно массивных породах гранитного состава и выражены значительно хуже в сравнении с рассмотренными выше плоскостными текстурами. Породы здесь не содержат отчетливых внешних признаков регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации. Следует подчеркнуть, что в зонах позднего гранитообразования и в области широкого развития регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации (водораздел рр. Сеймдые-Тимптон) значительно четче представлены не только сланцеватые текстуры седьмого этапа деформаций, но и новообразованная линейная ориентировка роговой обманки, агрегатов зерен кварца и биотита. Особенно заметна различная степень выраженности гофрировки поверхности плоскостных текстур (желобчатость). Последняя в регрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации по-

родах выражена очень четко и имеет сжатую форму. Новообразованные плоскостные и линейные элементы строения здесь подчеркнуты минералами регрессивной амфиболитовой фации (см. гл. 4).

Северо-западная система складок общего смятия занимает секущее положение по отношению к границам зоны широкого проявления процессов регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации (рис. 23, гл. 4). Распространенность этих складок за пределами четко выраженной зоны регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, повсеместное совпадение планов образующих их тектонических движений и увеличение интенсивности складчатости в зонах позднего гранитообразования и регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации позволяют выделить все рассматриваемые северо-западные складки в одновозрастную группу структурных форм седьмого этапа деформаций.

Зоны позднего гранитообразования (граниты четвертой группы) выявлены в западной и юго-восточной частях района. Они вытянуты в северо-западном направлении и представлены гранитизированными породами и мелкими телами розовых лейкократовых гранитов. Ширина зон колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Граниты и сильногранитизированные породы почти лишены темноцветных минералов. В них наблюдался биотит и реже сине-зеленая роговая обманка. Линейные текстуры зоны позднего гранитообразования (линейная ориентировка агрегатов зерен кварца) ориентированы параллельно осям седьмого этапа деформаций. С зонами позднего гранитообразования пространственно связаны будинаж и блокирование метасоматических диопсидовых жил, впервые описанные в западной части района С.П. Мурзаевым (1962). Гранитизированные породы пересекают субширотную и субмеридиональную системы вторых складок и складчатые системы второго деформационного цикла (четвертый-шестой этапы деформаций). Вблизи зон и в зонах позднего гранитообразования реликтовые структуры нередко развернуты и ориентированы субпараллельно контактам зон.

Заклученные в поздних гранитах или контактирующие с ними будины и блоки метасоматических диопсидовых жил амфиболитизированы и (или) окружены зонами слюдитов. Новообразованный амфибол представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой с синеватым оттенком. На контактах поздних гранитов с метасоматическими диопсидовыми породами отсутствует зона диопсидо-полевошпатовых пород, постоянно встречающаяся в контактах диопсидовых жил с более древними гранитоидами. Амфиболитизация пироксенов наблюдалась и во вмещающих поздние гранитоиды гнейсах и сланцах. Характер наложенных процессов минералообразования указывает на формирование и (или) становление поздних гранитоидов в условиях амфиболитовой ступени метаморфизма.

В результате оказывается, что не только в восточной, но и в западной части района формированию складок седьмого этапа деформаций соответствовали условия регрессивной амфиболитовой фации. На западе и в центральной части района вне зон позднего гранитообразования породы не содержат отчетливых внешних признаков регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации. Присутствующая в этих породах роговая обманка лишь иногда в краевых частях зерен приобретает заметный синеватый оттенок. Еще реже здесь в смятых в северо-западные складки породах наблюдалось замещение диопсида синевато-зеленой роговой обманкой.

Приведенные данные свидетельствуют об образовании северо-западной системы складок общего смятия при различных физико-химических условиях минералообразования, по-видимому, повсеместно соответствовавших режиму амфиболитовой фации. Различие в условиях минералообразования отразилось не только на масштабах и морфологических

особенностях (гломеробластовые структуры и др.) процессов перекристаллизации и минералообразования, но соответственно и на большей или меньшей интенсивности складчатых деформаций. Последнее наряду с совпадением планов складкообразующих движений позволяет объединить северо-западные структуры в разновозрастную группу и распространить установленные в зонах позднего гранитообразования и регрессивного метаморфизма фациальные условия их формирования на всю рассматриваемую территорию.

Северо-западная и северо-восточная системы складок находятся в ортогональном положении. Однако северо-западные складки были сформированы уже в условиях отчетливого регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, вследствие чего они выделены в более позднюю группу структурных форм. Новообразованные плоскостные тектуры срезающих северо-восточные складки зон вторичного расщепления иногда деформированы в складки северо-западной системы (рис. 19, б, в). В центральной части Алданского кристаллического массива северо-западные структуры принадлежат к наиболее поздней системе складок, поэтому выявленное положение δ_C^B -осей может рассматриваться в качестве первоначальных особенностей их ориентировки (рис. 20).

Расположение δ_C^B -осей в сравнительно широком поясе и совпадение симметричных форм складок с азимутами падения их зеркала в интервале $305-325^\circ$ свидетельствуют о некотором различии простираций δ_K -осей во время образования структур седьмого этапа деформаций. Преимущественно δ_K -оси имели простираание северо-запад $305-315^\circ$. Это подтверждается и преобладанием отклонений δ_C^B -осей от направлений падения реликтовых плоскостных тектур в сторону указанного положения δ_K -осей деформации. В то же время в 30% случаев несоответствия азимутов падения реликтовых плоскостных тектур и различных типов линейности последняя имеет более северные погружения, совпадая с азимутами $320-325^\circ$. Субвертикальное или крутое северо-восточное падение осевых поверхностей складок указывает на субгоризонтальное северо-восточное положение δ_K -оси деформации и ее пологое юго-западное погружение. Одинаковая степень выраженности структур при северо-западных и юго-восточных падениях реликтовых плоскостных тектур и распространенность структур как с субгоризонтальным, так и крутым положением δ_C -осей соответствует субгоризонтальному положению δ_K -оси деформации и изменению углов ее наклона.

Структуры восьмого этапа деформаций

Рассматриваемые структуры сформированы в условиях увеличившейся вязкости (консолидации) пород и характеризуют период блоковых движений второго цикла деформаций. Они представлены разрывными зонами, сопровождавшимися бластомилонитизацией и регрессивным минералообразованием в условиях амфиболитовой фации (см. гл. IV). Ширина зон не превышает десятков сантиметров-первых метров. Зоны разрывов обычно удалены друг от друга на несколько километров, поэтому масштабы сопровождающих эти зоны процессов регрессивного минералообразования в целом незначительны. Преобладают зоны северо-восточного простираания. Реже наблюдались субмеридиональные и северо-восточные зоны бластомилонитизации. Они выражены не так четко, как северо-западные зоны, и имеют меньшую величину.

В центральной части района выявлена система зон бластомилонитизации, грубо совпадающая с положением длинной оси Нижне-Тимптонской куполовидной структуры. Разрывы прослеживаются от юго-восточной до

северо-западной границы района (рис. 3). На востоке в области субмеридиональных вторых складок простирающиеся разрывы постепенно меняются от северо-западного до субширотного. В период блоковых движений происходили подновление и дальнейшее развитие древних разрывов, особенно рассмотренных выше зон вторичного расслабевания. Вовлечение древних разрывов в тектонические движения восьмого этапа деформаций устанавливается по присутствию в них бластомилонитов амфиболитовой фации. Вероятно, значительная часть зон регрессивного минералообразования и бластомилонитизации является подновленными древними разрывами. Заложение отмеченной выше крупной северо-западной разрывной зоны в центральной части района, по-видимому, следует отнести к восьмому этапу деформаций. В данной системе разрывов лишь в единичных разрывных зонах встречены признаки более раннего заложения. Разрывы обычно срезают складки первой-седьмой генераций.

Для зон бластомилонитизации типично субвертикальное залегание новообразованных плоскостных текстур. Иногда новообразованные плоскостные элементы строения смяты в довольно сжатые складки с величинами углов между крыльями 40-60°. Шарниры, а часто и осевые поверхности таких складок имеют субгоризонтальную ориентировку с углами наклона, не превышающими 20-30°. Локализация складок в зонах бластомилонитизации и приведенные особенности ориентировки указывают на их связь с периодом вертикальных блоковых движений.

Заканчивая на этом характеристику структур восьмого этапа деформаций, отметим, что более поздние блоковые движения происходили в условиях температур эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации метаморфизма. С наиболее поздними тектоническими движениями связано образование зон дробления и трещиноватости. Формирование разрывов иногда сопровождалось внедрением даек основных пород. Обычно дайки не содержат признаков метаморфогенного минералообразования. Наибольшее количество даек наблюдалось в северо-западной разрывной зоне центральной части района.

§ 3. СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ НИЖНЕ-ТИМПТОНСКОЙ КУПолоВИДНОЙ СТРУКТУРЫ ВЫСШЕГО ПОРЯДКА

Исследования проводились в бассейне р. Бол. Ыллымах, в долинах рр. Алдана, Тимптона, в районе Эмельджакской и Куранахской групп флогопитовых месторождений (рис. 1). Здесь выявлена аналогичная юго-восточной части Нижне-Тимптонской структуры последовательность формирования складчатых структур. Одновозрастные и сходно ориентированные группы складок в северной и юго-восточной частях куполовидной структуры имеют аналогичные морфологические характеристики, поэтому ниже мы в основном остановимся только на некоторых особенностях их ориентировки в северной части структуры.

Как и в междуречье Курунг-Хоонку-Эгете-Тимптон, основные черты тектонического строения рассматриваемой территории определяются ориентировкой крупных складок второго этапа деформаций. Именно эти структуры контролируют общее простираение толщ и основные особенности залегания реликтовых плоскостных текстур (S_0, S_7). В районе устья р. Тимптон и в бассейне р. Бол. Ыллымах разнопорядковые складки второго этапа имеют общую северо-западную ориентировку. Для северной-северо-западной части куполовидной структуры характерна субширотная ориентировка вторых складок (район Куранахской группы месторождений).

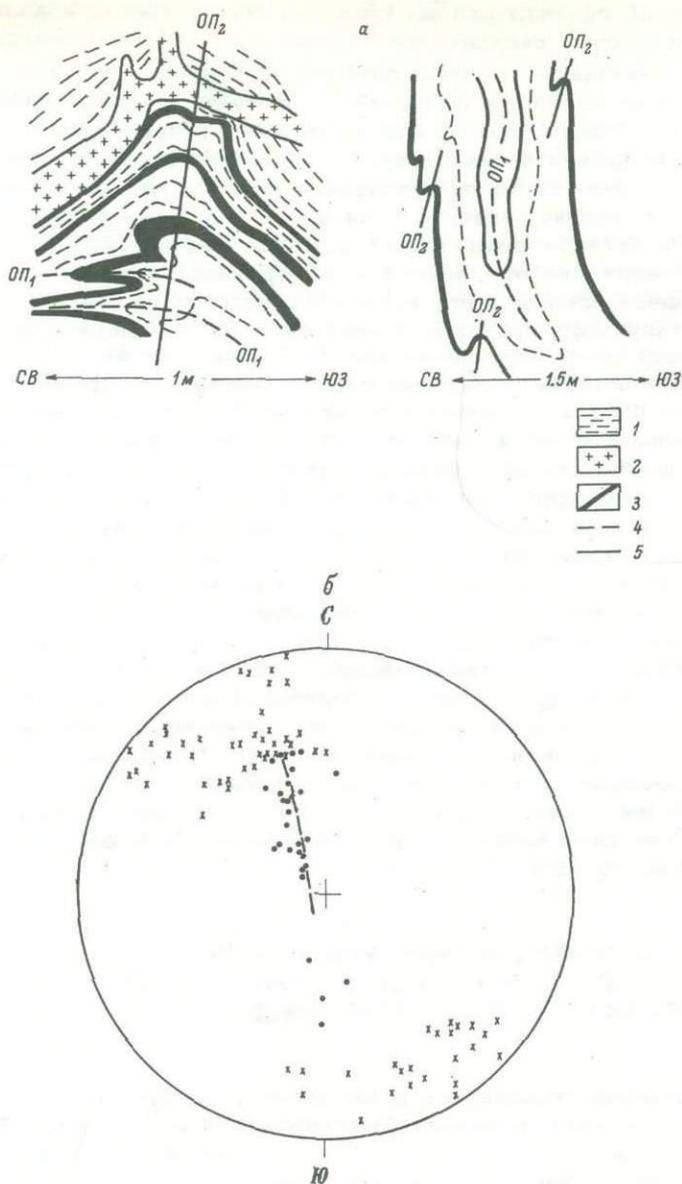


Рис. 21. Возрастные взаимоотношения складок (а) и ориентировка линейных элементов строения (шарниры мелких складок и параллельная им желобчатость и минеральная линейность) первого (точки) и второго (крестики) этапов деформаций (б) в районе устья р. Тимптон.

1 - гнейсы основного состава, 2 - лейкократовый гранитный материал, 3 - амфиболовые кристаллические сланцы; 4-5 - проекция осевых поверхностей складок первого (OP_1) и второго (OP_2) этапов деформаций; прерывистая линия (на рис. б) - пояс вторичной ориентировки шарниров складок первого этапа деформаций.

Складки имеют открытую форму и субвертикальное залегание осевых поверхностей. В сравнении с ними северо-западные вторые складки являются более сжатыми структурами. К северо-западным структурам второго этапа деформаций принадлежат такие крупные складчатые структуры, как Эмельджакская и Юнгринская антиформные складки (рис. 1). Наблюдается увеличение степени сжатости северо-западных вторых складок по мере перехода от внутренней части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры к ее северо-восточному окончанию. Восточнее Эмельджакской структуры первого порядка распространены сжатые, опрокинутые к юго-востоку северо-западные складки с крутым северо-восточным падением осевых поверхностей (углы $70-80^{\circ}$).

Складки второго этапа деформаций изгибают осевые поверхности изоклиналильных складок первого этапа и параллельно ориентированную им сланцеватость (S_7). Наблюдались и асимметричные мелкие вторые складки одинакового рисунка на противоположных крыльях ранних изоклиналильных складок (рис. 21, а). Обе группы фактов указывают на более позднее формирование складок второго этапа в сравнении с изоклиналильными складками.

На рис. 21, б приведена ориентировка шарниров складок первого и второго этапов деформаций в породах тимптоно-желтулинской серии района устья р. Тимптон. Шарниры вторых складок образуют несколько рассеянный более поздними деформациями периферический северо-западный максимум концентраций. Северо-западная система вторых складок здесь осложнена крупным северо-восточным изгибом. В юго-восточном крыле изгиба шарниры вторых складок имеют юго-восточное (углы $20-30^{\circ}$), а в северо-западном крыле — более пологое юго-восточное и северо-западное погружение (углы $0-20^{\circ}$), что, по-видимому, соответствует первоначальному пологому субгоризонтальному погружению шарниров вторых складок в юго-восточном направлении.

Иная ориентировка шарниров характерна для ранних изоклиналильных складок этого района. На диаграмме представлена ориентировка шарниров из зоны северо-восточного контакта кюриканской свиты. Шарниры изоклиналильных складок в целом имеют крутые углы погружения ($40-80^{\circ}$) и преимущественно располагаются вдоль северо-западного отрезка дуги (рис. 21, б). Поскольку шарниры складок продольного изгиба второго этапа деформаций первоначально имели субгоризонтальную ориентировку, такую же ориентировку ко времени их образования должны были иметь и осевые поверхности, а соответственно и шарниры ранних изоклиналильных складок. Наблюдаемое крутое погружение шарниров изоклиналильных складок должно рассматриваться как результат их вторичной ориентировки, вызванной формированием в метаморфических толщах складок второго этапа деформаций. В этом случае крутое вторичное погружение шарниров ранних складок возможно лишь при достаточно большом угле между их шарнирами и δ_c^2 -осями, а следовательно, среди складок первого этапа деформаций были распространены складчатые структуры с первоначальной северо-восточной ориентировкой шарниров.

В восточном контакте кюриканской свиты преимущественно развиты ранние изоклиналильные складки с крутым юго-восточным вторичным погружением шарниров. В рассматриваемой задаче точки таких замеров шарниров соответствуют опрокинутым крыльям вторых складок, что приводит нас к выводу о принадлежности зоны контакта к опрокинутому крылу крупной северо-западной складки второго этапа деформаций. Справедливость вывода сохраняется и при осложнении опрокинутого крыла крупной складки продольными дополнительными складками более высоких порядков, так как и в этом случае большая часть выходов пород будет принадлежать опрокинутым длинным крыльям дополнительных складок.

Подводя итог рассмотрению ориентировки складок первого и второго этапов деформаций в северной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры, отметим, что в ряде случаев непосредственно в обнажениях наблюдалось совпадение ориентировки шарниров обеих возрастных групп складок. Последнее обстоятельство, по-видимому, указывает на присутствие среди ранних изоклинальных складок и складчатых структур с первоначальной северо-западной ориентировкой шарниров. Оказывается, что здесь, как и в юго-восточной части куполовидной структуры, ранние изоклинальные складки имели первоначально северо-западное и северо-восточное простирание b_c -осей при общем субгоризонтальном положении осевых поверхностей изоклинальных складок к началу образования складчатых структур второго этапа деформаций. Следует подчеркнуть и совпадение морфологических особенностей субширотных вторых складок в северной и юго-восточной частях куполовидной структуры высшего порядка. Близкими являются и морфологические характеристики субмеридиональных вторых складок юго-восточной части куполовидной структуры и северо-западных складок второго этапа деформаций в ее северо-восточном окончании.

Крылья складчатых структур второго этапа деформаций повсеместно осложнены мелкими и малыми открытыми складками с субгоризонтальной ориентировкой осевых поверхностей. В северо-восточной части Нижне-Тимптонской структуры они имели в целом северо-западную, а в районе Куранахской группы флогопитовых месторождений — субширотную ориентировку шарниров, совпадающую с простиранием шарниров вторых складок. Эти складки, характеризуют третий, заключительный, этап деформаций первого цикла. В отличие от складок второго этапа они были сформированы при вертикальной ориентировке складкообразующих сил.

Третий этап деформаций здесь, как и в междуречье Курунг-Хоонку-Эгете-Тимптон, по-видимому, завершился развитием зон вторичного расщепления. Такие зоны широко распространены в бассейне р. Бол. Ыллымах и в районе Куранахской группы флогопитовых месторождений. В зонах вторичного расщепления наблюдаются перекристаллизация и новообразование диопсида и роговой обманки. В бассейне р. Бол. Ыллымах зоны расщепления имеют северо-западную и редко северо-восточную ориентировку. Для северо-западных зон вторичного расщепления характерны как крутые ($70-80^\circ$), так и сравнительно пологие ($30-50^\circ$) северо-восточные и юго-западные падения новообразованных плоскостных текстур. Намечаются три северо-западных мегасерии зон вторичного расщепления, приуроченные к северо-восточным крыльям Юкунг-рийской и Эмельджакской антиформных складок первого порядка и к зоне контакта тимптоно-желтулинской серии (рис. 1). В последнем случае зоны вторичного расщепления имеют преимущественно крутое северо-восточное падение. В районе Куранахской группы месторождений для зон вторичного расщепления типично северо-западное, северо-восточное и реже субмеридиональное простирание (см. гл. 5).

В большинстве случаев остается неясной принадлежность зон вторичного расщепления к образованиям первого или второго циклов деформаций. Однако деформация новообразованных плоскостных текстур некоторых зон ранними складчатыми движениями второго цикла деформаций позволяет отнести заложение по крайней мере части зон вторичного расщепления к заключительной стадии первого цикла деформаций. Вдоль таких зон иногда устанавливается субвертикальное смещение блоков в период минералообразования, отвечавшего роговообманково-гранулитовой субфации метаморфизма.

Второму циклу деформаций в северной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры соответствует формирование четырех разновозрастных систем складок общего смятия. Системы складок имеют такую же, как и в районе междуречья Курунг-Хоонку-Эгете-Тимптон, ориентировку и, очевидно, образованы в той же последовательности. Устанавливается более позднее формирование северо-восточных складок в сравнении с субширотными и субмеридиональными складчатыми структурами. Как и в юго-восточной части Нижне-Тимптонской структуры, наиболее поздней является северо-западная система складок. На рис. 22 приведена ориентировка шарниров складок второго цикла деформаций в районе устья р. Тимптон.

Заканчивая на этом краткую характеристику складок в северной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры, подчеркнем тождественность ориентировки и последовательности формирования складок обоих циклов деформаций в породах федоровской свиты и тимптоно-желтулинской серии.

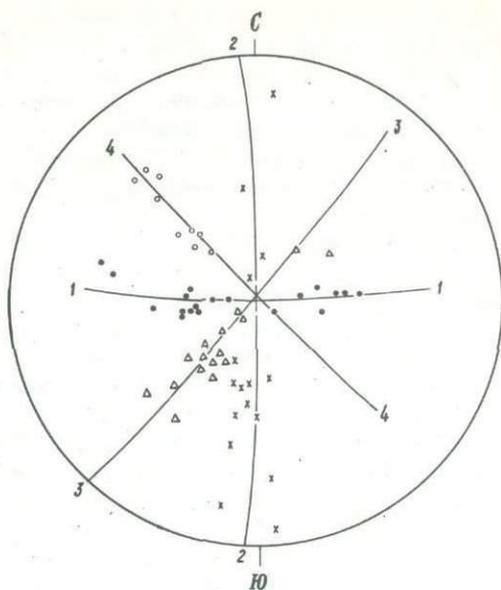


Рис. 22. Ориентировка линейных элементов строения (шарниры складок и параллельная им минеральная линейность и желобчатость) второго цикла деформаций в районе устья р. Тимптон.

Структуры четвертого (точки), пятого (крестики), шестого (треугольники) и седьмого (кружки) этапов деформаций; сплошные линии - пояса σ_c -осей четвертого (1-1), пятого (2-2), шестого (3-3) и седьмого (4-4) этапов деформаций.

§ 4. ОБСУЖДЕНИЯ И ВЫВОДЫ

1. В центральной части Алданского кристаллического массива прослеживается структурная эволюция архейских метаморфических толщ, отвечающая полициклическому развитию раннедокембрийской подвижной области. В охарактеризованный период породы комплекса основания (иенг-рская серия) и перекрывающие их толщи были совместно складчато деформированы на всей площади выходов. Рассмотренный мегацикл тектонических движений включает не менее двух циклов деформаций. Каждый цикл деформаций состоит из нисходящего ряда структурных форм, соответствующих прогрессивной и регрессивной стадиям метаморфического цикла. За границу между циклами деформаций принят этап промежуточной консолидации. На рубеже между двумя циклами складчатости в южной краевой части Алданского массива и в зоне Тыркандинского глубинного разлома произошло внедрение даек основных и ультраосновных по-

род, в дальнейшем метаморфизованных в условиях гранулитовой фации второго цикла метаморфизма. Нисходящие ряды структурных форм и регрессивная направленность завершающих циклы деформаций метаморфических процессов позволяют выделять не менее двух периодов восходящих вертикальных движений, соответствующих средней – заключительной – стадии первого и второго циклов деформации.

2. В течение первого цикла деформаций произошло формирование изоклинальных складок и инфраструктур. Наиболее крупной инфраструктурой Нимнырского блока является Нижне-Тимптонская куполовидная структура. Ей предшествовало образование не менее двух, по-видимому, разновозрастных систем линейных изоклинальных складок первого этапа деформаций, имеющих одинаковую первоначальную ориентировку в южной-юго-восточной и северо-восточной частях куполовидной структуры. Обособление Нижне-Тимптонской куполовидной структуры высшего порядка произошло во второй этап деформаций. В этот этап в различных частях куполовидной структуры были сформированы разновозрастные, различно ориентированные системы вторых складок с субгоризонтальным расположением σ_K -осей деформации. В северной-северо-западной и южной частях куполовидной структуры вторые складки имеют широтную, а в восточной и северо-восточной частях – субмеридиональную и северо-западную ориентировку шарниров соответственно.

Локализация различно ориентированных систем вторых складок в разных частях куполовидной структуры указывает на взаимосвязанность их образования. При этом оказывается, что субширотные вторые складки северной и южной частей Нижне-Тимптонской структуры являются значительно более открытыми складчатыми формами в сравнении с северо-западной и особенно с субмеридиональной системой вторых складок. Последнее обстоятельство скорее всего свидетельствует о формировании куполовидной структуры высшего порядка в условиях регионального тангенциального сжатия при субширотной-северо-восточной ориентировке оси максимального сжатия. Действительно, за пределами Нижне-Тимптонской структуры второй этап деформаций представлен линейными северо-западными-субмеридиональными складками первого порядка. Примером таких складок является изученная нами Дауркинская веерообразная антиформная структура (рис. 1).

Формирование куполовидной структуры происходило в период наиболее широкого развития процессов гранитообразования. Становление основной массы гранитоидов Нимнырского блока датируется именно вторым этапом деформаций. Второй этап деформаций не сопровождался интенсивным развитием новообразованных сланцеватых текстур, поэтому гранитоиды этого возраста обычно имеют сравнительно массивную текстуру. Наложение на граниты более поздних складчатых движений привело к изгибанию возникшей в них сланцеватости в единые с вмещающими толщами складчатые структуры, в результате чего создалась иллюзия наследования гранитоидами структур вмещающих толщ.

Заключительный этап первого цикла деформаций характеризуется регионально проявленными вертикальными тектоническими движениями. Начальной стадии этого этапа соответствуют пластические деформации (третьи складки), а поздней – вертикальные блоковые движения, сопровождавшиеся формированием ранних зон вторичного расланцевания (четвертая генерация структур). Блоковые движения происходили во время последовательной консолидации гранитоидов, включая и широко распространенные в Нимнырском блоке лейкократовые граниты и аляскиты. Период блоковых движений совпадает с заключительной стадией автономного развития Нижне-Тимптонской куполовидной структуры. Намечаю-

шаяся закономерность смещений блоков позволяет рассматривать их как сопутствующие куполовидному поднятию.

В течение первого цикла тектонических движений были сформированы главные структуры центральной части Алданского кристаллического массива и созданы основные черты его тектонического строения, в дальнейшем принципиально не изменившиеся при последующих складчатых движениях.

3. Со вторым циклом тектонических движений связано некоторое восстановление пластических свойств пород, сопровождавшееся образованием нескольких систем складок общего смятия. Происходило неоднократное изменение ориентировки внешних активных деформирующих сил с сохранением при формировании всех систем складок общего смятия субгоризонтального положения c_k -осей деформации.

Ко второму циклу деформаций отнесено образование двух групп гранитоидов и флогопитоносных магнезиальных скарнов. Ранние гранитоиды этого цикла занимают в структурной шкале последовательности событий то же возрастное положение, что и метасоматические диопсидовые породы. Становление обеих групп пород осуществлялось одновременно с развитием зон вторичного рассланцевания. Весьма вероятно, что данный (второй) этап развития зон вторичного рассланцевания не занимает отдельного интервала времени и не характеризует специфических физико-механических условий деформации. Формирование зон вторичного рассланцевания скорее всего происходило одновременно с образованием нескольких возрастных групп складок второго цикла деформаций.

С наиболее поздней группой складок общего смятия (седьмой этап деформаций) связано становление поздней группы гранитоидов второго цикла. Тектонические движения этого периода приводили к блокированию флогопитоносных магнезиальных скарнов, а сами граниты активно воздействовали на них, вызывая амфиболитизацию и диопсидизацию метасоматических диопсидовых пород. В зонах формирования поздних гранитоидов и на водоразделе рр. Сеймдые-Типтон складкообразование сопровождалось широким развитием процессов регрессивного минералообразования, происходившего в условиях амфиболитовой фации. Проведенные исследования показали, что даже мощные зоны наложенного метаморфизма амфиболитовой фации, обладающие всеми внешними признаками регионально диафторированных пород, могут являться образованиями периода воздымания (регрессивная стадия метаморфизма), сформированными в специфических химических условиях ослабленных зон тектонических контактов и (или) зон позднего гранитообразования. При этом оказывается, что развитие регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации может соответствовать и формированию поздней группы складок общего смятия. Необходимым условием для отнесения процессов наложенного метаморфизма к новому циклу тектонических движений (региональный диафторез) следует признать соответствующий ему новый цикл деформаций с нисходящим рядом структурных форм.

С заключительной стадией второго цикла деформаций (восьмой этап) связаны вертикальные блоковые движения, которые сопровождались возникновением зон бластомилонитизации и регрессивного минералообразования, отвечавшего условиям амфиболитовой фации. При региональном характере распространения данные зоны имеют незначительную мощность (десятки сантиметров-первые метры) и разделены обширными выходами практически неизмененных пород. Для складчатых структур этого возраста характерна локализация в зонах бластомилонитизации и регрессивного минералообразования. Наблюдается наследование данными зонами наложенного метаморфизма зональности главной стадии метаморфического цикла. Зоны бластомилонитизации и регрессивного минералообразования являются

закономерным завершением второго цикла деформаций и занимают в нем такое же место, как и зоны вторичного расланцевания в первом цикле.

4. Существуют определенные различия в морфологических особенностях гранитоидов первого и второго циклов деформаций. Первые образуют сравнительно большие поля, часто с постепенными переходами к мигматитам, а вторые приурочены к линейным разрывным зонам и выглядят как постскладчатые граниты. Тем не менее становление гранитоидов первого и второго циклов деформаций происходило во время складчатых движений. Морфологические различия между ними, по-видимому, вызваны формированием гранитов второго цикла в породах, уже ранее претерпевших более высокотемпературный метаморфизм. В обоих циклах широкое развитие процессов гранитообразования смещено к средней и поздней стадиям цикла тектонических движений.

5. Все охарактеризованные выше восемь этапов деформаций повсеместно проявлены в Нимнырском блоке как в Федоровской свите, так и в Тимптоно-джелтулийской серии. Последнее не позволяет относить Алдано-Тимптоноскую и Тимптоно-Учурскую складчатые системы к разновозрастным подъярусам архейского яруса. Между ними существуют лишь некоторые морфологические различия, заключающиеся в широком развитии куполовидных структур в Алдано-Тимптоноской складчатой системе. В ней также, и значительно более широко, распространены разновозрастные гранитоиды.

6. После второго цикла деформаций метаморфические толщи в центральной части Алданского кристаллического массива более не подвергались складчатым деформациям. Дальнейшие тектонические нагрузки в них разряжались разрывами, сопровождавшимися смещением блоков в условиях последовательного уменьшения температурных условий минералообразования и глубинности. Наиболее многочисленной является группа разрывов с перекристаллизацией минералов в условиях зеленосланцевой фации.

ЭТАПЫ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Главной задачей специальных петрологических исследований являлось выяснение условий метаморфизма, протекавшего на разных этапах геологического развития изученной территории. В результате проведенных исследований установлено, что метаморфические преобразования в породах Нимнырского блока последовательно осуществлялись в различных условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций (рис. 23). Изучение структурных форм, а также детальные петрографические исследования пород, наблюдаемых в них реакционных структур и химизма породообразующих минералов позволило провести корреляцию процессов минералообразования и деформаций и выделить в породах Нимнырского блока шесть этапов минералообразования. Корреляция выполнена на основе выяснения возрастных соотношений линейных и плоскостных текстур, образованных минералами с определенными петрохимическими особенностями. Структурные и метаморфические преобразования пород отнесены к двум тектоно-метаморфическим циклам, имевшим место в течение одного мегацикла тектонических движений. Под последним понимается вся совокупность структурных и метаморфических преобразований пород начиная с периода осадконакопления и до вывода метаморфических пород на дневную поверхность (Неелов, 1968).

Ниже используются следующие характеристики пород и минералов:

$$f' = \frac{FeO}{FeO + MgO} \cdot 100\%, \quad f = \frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100\%, \quad f_0 = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}} \cdot 100\%$$

$$F = \frac{Fe + Mn}{Fe + Mn + Mg + Ca} \cdot 100\%, \quad \pi = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn};$$

$$a_{Si} = \frac{Al_{IV}}{Si_{IV} + Al_{IV}} \cdot 100\%, \quad a_{VI} = \frac{Al_{VI}}{Fe^{2+} + Mg + Mn + Fe^{3+} + Al_{VI} + Ti} \cdot 100\%,$$

$$a_{VI}^{3+} = \frac{Al_{VI} + Ti + Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Mg + Mn + Fe^{3+} + Al_{VI} + Ti} \cdot 100\%, \quad a_{Ca} = \frac{Na + K}{Na + K + Ca} \cdot 100\%;$$

$$K_{Al} = \frac{Al}{Al + Mg + Fe + Si} \cdot 100\%.$$

§ 1. АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

В первом и втором тектоно-метаморфических циклах могут быть выделены метаморфические ассоциации ранней и поздней стадий. Ранние минеральные ассоциации обоих циклов образованы при наиболее высоких для данного цикла термодинамических условиях и поэтому могут быть отнесены к прогрессивной стадии цикла. Им противопоставляются минеральные ассоциации поздней регрессивной стадии тектоно-метаморфического цикла, возникавшие при последовательном снижении термодинамических условий. Поскольку даже наиболее ранние ассоциации второго цикла сформировались при более низких термодинамических условиях, чем рассматриваемые нами ассоциации первого цикла, возникает вопрос, действительно ли они принадлежат к разным тектоническим циклам или являются отражением регрессивной стадии единого метаморфического процесса. Структурное обоснование двух тектонических циклов было приведено ранее. На возможность их выделения указывают следующие факты.

В верховьях рр. Алдана, Унгры, в среднем течении р. Сутам наблюдаются дайки основных и ультраосновных пород, прорывающие различные структурные, метаморфические образования и гранитоиды первого тектонического цикла. В указанных районах дайки смяты в складки второго цикла и преобразованы в гранат-двупироксеновые и другие кристаллические сланцы. Последнее обстоятельство показывает, что происходившие в конце первого тектонического цикла минеральные реакции с увеличением объема сменились при тех же или более низких температурах в начале второго цикла реакциями с уменьшением объема.

Жесткие деформации (вертикальные тектонические движения) заключительной стадии первого тектоно-метаморфического цикла сменились во втором цикле складчатыми деформациями метаморфических толщ, осуществлявшихся в условиях тангенциального сжатия. В то же время нет никаких геологических данных, свидетельствующих о том, что на рубеже между первым и вторым тектоно-метаморфическими циклами наблюдаемое сечение Нимнырского блока находилось на поверхности.

Минеральные ассоциации первого тектоно-метаморфического цикла

Ассоциации ранней стадии

К ранней стадии первого тектоно-метаморфического цикла отнесены ассоциации первого и второго этапов минералообразования. В породах Нимнырского блока они представлены ассоциациями основных кристаллических сланцев, известково-силикатных пород (федоровская и тимптонская серия) и высокоглиноземистых и глиноземистых гнейсов, реже сланцев (иенгская, федоровская, тимптонская серии).

В федоровской и тимптонской сериях в породах с избытком CaO и недосыщенных этим компонентом второй этап минералообразования представлен следующими ассоциациями: $\text{Di}_{36} + \text{Am}_{44} + \text{Pl}_{37} + \text{Or} +$
 $+ \text{Qu}$, $\text{Di}_{17} + \text{Am}_{44} + \text{Pl}_{37} + \text{Or} + \text{Qu}$, $\text{Di} + \text{Am}_{62} + \text{Pl}_{27} + \text{Or} +$
 $+ \text{Qu}$, $\text{Hyr}_{34} + \text{Di}_{29} + \text{Am}_{42} + \text{Bt}_{25} + \text{Pl}_{26} + \text{Or} + \text{Qu}$,

Hyp₅₈ + Di + Am + Bt₄₀ + Pl₃₇ + Or + Qu; Hyp₃₄ + Di₂₈ + Am₃₆ + Pl₂₇ + Or + Qu, Hyp₆₉ + Di₆₅ + Am + Pl + Or + Qu; Gr₇₄ + Hyp₅₂ + Bt₄₆ + Pl₃₂ + Qu, Gr₇₉ + Hyp₃₈ + Bt₅₆ + Pl₃₈ + Or + Qu. В породах тимптонской серии ко второму, а возможно и первому этапу минералообразования, принадлежит ассоциация Gr₈₃ + Hyp₆₃ + Di₄₄ + Pl₅₅ + Qu.

В нимырской свите иенгрской серии нами изучены следующие ассоциации ранней стадии первого тектоно-метаморфического цикла: Gr₆₂ + Cord₃₆ + Sill + Pl₁₈ + Or + Qu + Sp, Gr₆₉ + Cord₃₆ + Bt₆₂ + Sill + Pl₁₆ + Or + Qu + Sp, Gr₇₉ + Cord₄₆ + Sill + Bt + Pl + Or + Qu + Sp, Gr₇₁ + Cord₃₅ + Bt + Pl + Or + Qu, Gr₇₂ + Cord₃₉ + Bt + Pl + Or + Qu, Cord₃₆ + Bt + Pl₂₅ + Or + Qu + Sp, Gr₆₂ + Hyp₃₉ + Bt₃₈ + Pl₃₂ + Or + Qu, Gr₇₄ + Hyp₅₆ + Bt₄₈ + Pl₂₈ + Or + Qu.

Минеральная линейность по гиперстену в рассматриваемых парагенезисах соответствует в Нимырском блоке наиболее ранним структурам первого тектоно-метаморфического цикла. Судя по петрографическим наблюдениям, гранат, диопсид, обыкновенная роговая обманка и биотит находятся с гиперстеном в указанных ассоциациях в равновесных соотношениях, а следовательно, совместно с ним характеризуют рассматриваемый этап минералообразования. На основании петрографических исследований и выявленных петрохимических особенностей минералов в эту же группу включены приведенные выше не содержащие гиперстен парагенезисы. Парагенезисы ранней стадии первого тектоно-метаморфического цикла приведены в табл. 1.

Однако как в содержащих, так и в не содержащих гиперстен парагенезисах не исключено присутствие более поздних генераций диопсида, роговой обманки и кордиерита, находящихся с этими же минералами второго этапа деформации в структурно неравновесных соотношениях. Поэтому по минералам рассматриваемых ассоциаций могут быть получены заниженные характеристики термодинамических условий ранней стадии первого тектоно-метаморфического цикла. На присутствие в парагенезисах второго этапа минералообразования более поздних генераций минералов указывают зональное строение некоторых гранатов и соответствие в некоторых парагенезисах высокоглиноземистых гнейсов (обр. 1441-4, 1739-1; см. табл. 4) минеральной линейности по силлиманиту ранним складчатым структурам второго тектоно-метаморфического цикла.

Часто в высокоглиноземистых гнейсах нимырской свиты иенгрской серии присутствует до 12 минералов одновременно. Это - силлиманит, гранат, кордиерит, биотит, шпинель, магнетит, ильменит, сапфирин, корунд, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, которые не являются равновесными, а возникли при замещении, как правило неполном, одних минеральных ассоциаций другими. Результатом этого являются реакционные соотношения ряда минералов, выражающиеся в развитии венцовых структур, позволяющих определить последовательность и условия минералообразования.

Наиболее распространенный тип кайм - это кайм кордиерита вокруг шпинели, находящейся в срастании с магнетитом, на контакте с кварцем. Поскольку железистость шпинели значительно превышает железистость

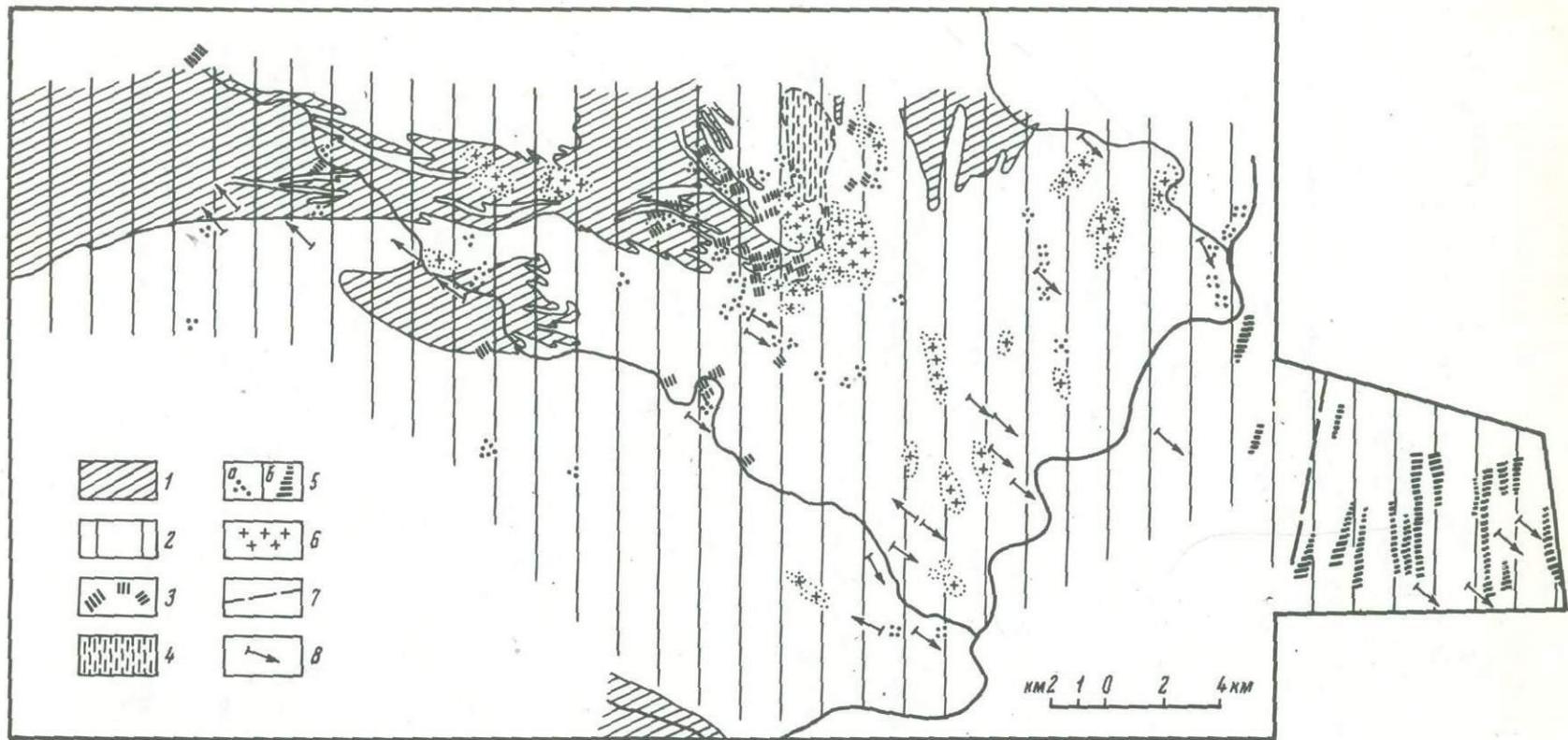
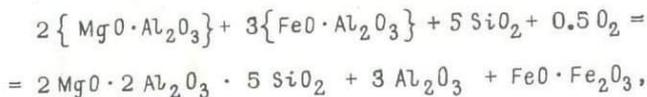


Рис. 23. Схема метаморфизма района междуречья Курунг-Хоонку-Эгете-Тимптон. Составила В.С.Байкова при участии В.Л. Дука и М.Е.Салье.

Гранулитовая фация: 1 - биотит-гранат-ортоклазо-кордиеритовая субфация с реликтами более ранних ассоциаций гиперстен-ортоклазо-кордиеритовой субфации (первый и второй этапы минералообразования ранней стадии первого тектоно-метаморфического цикла); 2 - биотит-гранат-ортоклазо-кордиеритовая субфация (второй этап минералообразования ранней стадии первого тектоно-метаморфического цикла); 3 - зоны аллохимического метаморфизма ранней стадии второго тектоно-метаморфического цикла (четвертый этап минералообразования); 4 - зоны аллохимического метаморфизма ранней стадии второго тектоно-метаморфического цикла (пятый этап минералообразования); 5 - регрессивная промежуточной стадии второго тектоно-метаморфического цикла (западная часть района), 6 - силлиманит-альмандино-мусковитовая субфация (восточная амфиболитовая фация (шестой этап минералообразования поздней стадии второго тектоно-метаморфического цикла): а - низкотемпературная субфация (Сеймлье-Тимптон); б - аляскиты, амфибол-, диопсид- и гиперстенсодержащие граниты; в - граница области широкого развития регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации (водораздел рр. Сеймлье-Тимптон); 8 - ориентировка складок седьмого этапа деформаций.

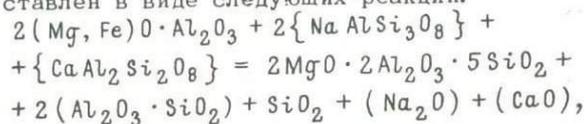
кордиерита, то избыток Fe, вероятно, поглощается магнетитом, попутно окисляясь. Это означает, что образованию кордиерита должно способствовать повышение парциального давления кислорода. Реакцию можно представить в таком виде:



т.е. $\text{Sp} + \text{Qu} = \text{Cord} + \text{Cor} + \text{Mt}$.

Окисление железа в герцините приводит к выделению, кроме магнетита, еще и корунда, и поэтому наблюдающееся сочетание кордиеритовых кайм с агрегатами шпинели, корунда и магнетита не случайно.

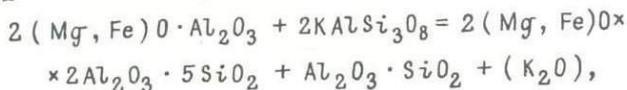
Более сложные реакционные соотношения наблюдаются между агрегатами шпинели, магнетита и плагиоклазом, содержащим около 30-35% анортита, и, возможно, калиевым полевым шпатом. Этот процесс может быть представлен в виде следующих реакций:



т.е.



и



т.е.



Один из примеров таких кайм изображен на рис. 24, где видна закономерная смена кордиерита, образующего кайму вокруг шпинели, магнетита и сапфирина, зонами плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. В другом случае (рис. 25) на контакте плагиоклаза и шпинели с магнетитом, помимо каймы кордиерита, возникают узкая зона калиевого полевого шпата и сменяющая его зона кварца. Последний в данной породе присутствует также в виде включений в плагиоклазе. Силлиманит в калиевом полево шпате образует мелкие резорбированные зерна, окруженные тонкой каймой кислого плагиоклаза.¹

¹ Более подробно реакционные структуры рассмотрены нами в работе "Гранулитовая фация метаморфизма" (1972, стр.202-211).

Таблица 1

Минеральные ассоциации ранней стадии первого тектоно-метаморфического цикла

Номера анализов	Номера образцов	Породы	Ассоциация	Этапы минералообразования	Места взятия образцов
Глиноземистые породы					
1	726	Силлиманит-гранат-кордиеритовый гнейс	Gr _{61,9} + Cord _{36,5} + Sil + Pl ₁₈ + Or + Qu + Sp	Первый	Бассейн кл. Артименса, правого притока р. Б. Ыллымах
2	1144	То же	Gr _{62,7} + Cord _{35,0} + Sil + Pl ₂₀ + Or + Qu + Sp	"	Р. Эгете, верховье
3	1030	Гранат-гиперстен-биотитовый гнейс	Gr _{61,7} + Hup ₃₉ + Bt _{38,5} + Pl ₃₂ + Or + Qu	Второй	Правый берег р. Курунг-Хоонку, вблизи устья кл. Бурдыхлай
4	1067	То же	Gr _{69,5} + Hup _{45,4} + Bt _{40,6} + Pl ₃₁	"	Правый берег кл. Харьялаах, левого притока р. Курунг-Хоонку
5	2071	"	Gr _{64,4} + Hup + Bt _{38,7} + Pl + Or + Qu	"	Бассейн кл. Харьялаах
9	1808-3	"	Gr _{74,0} + Hup _{55,6} + Bt _{47,6} + Pl ₂₈ + Or + Qu	"	Правобережье р. Эгете (среднее течение)
10	1827	"	Gr _{79,6} + Hup _{38,5} + Bt _{56,2} + Pl ₃₈ + Or + Qu	"	Правый берег р. Тимптон, вблизи устья р. Эгете
11	1304-4	Гранат-биотитовый гнейс	Gr _{76,9} + Bt _{51,0} + Pl + Qu	"	Водораздел рр. Тимптон-Сеймдье
12	1304-5	Гранат-гиперстен-биотитовый плагиогнейс	Gr _{73,9} + Hup _{52,2} + Bt _{46,1} + Pl ₃₂ + Qu	"	То же
13	1305-1	Гранат-биотитовый гнейс	Gr _{70,8} + Bt _{48,0} + Pl ₂₅ + Or + Qu	"	"
15	1982-4	Гранат-биотитовый гнейс	Gr _{72,6} + Bt _{46,4} + Pl + Or + Qu	Второй	Правый берег р. Тимптона, 8-9 км выше устья
Богатые кальцием породы					
14	1978-2	Гранат-двупироксеновый плагиогнейс	Gr _{83,4} + Hup _{63,1} + Di _{44,5} + Pl ₅₅ + Qu	Первый-второй	Левый берег р. Тимптона, 1 км выше устья р. М. Ыллымах
16	1986	Гранат-гиперстеновый гнейс	Gr _{86,7} + Hup _{66,8} + Pl ₄₃ + Or + Qu	"	Левый берег р. Тимптона, 15 км выше устья р. М. Ыллымах
6	1191	Двупироксен-амфиболовый плагиогнейс с биотитом	Hup _{46,4} + Di _{33,0} + Am _{47,7} + Bt + Pl ₄₅ + Qu	Второй	Водораздел рек Эгете-Тимптон
7	2128-8	Диопсид-амфиболовый сланец	Di _{36,0} + Am _{44,4} + Pl ₃₉	"	Левобережье кл. Харьялаах (среднее течение)
8	1237	Двупироксен-амфиболовый сланец	Hup _{53,4} + Di _{55,0} + Am _{52,6} + Pl	"	Бассейн кл. Рыбного, водораздел рр. Тимптон-Сеймдье

Примечание. Химические анализы пород и минералов опубликованы в работе "Гранулитовая фация метаморфизма" (1972, табл. 4).

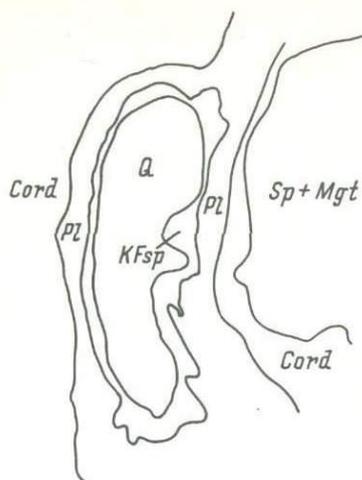


Рис. 24. Сложная зональная кайма вокруг шпинели, магнетита и сапфирина. Силлиманито-кордиеритовый гнейс, шл. 1632-1. Зарисовка, увел. 100.

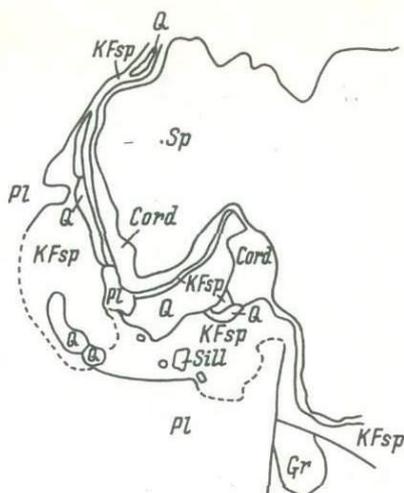


Рис. 25. Сложная зональная кайма кордиерита вокруг шпинели и магнетита, Силлиманит-гранатокордиеритовый гнейс, шл. 1144. Зарисовка, увел. 100.

Реакционные структуры фиксируют переход бескордиеритовых гнейсов в породы, содержащие данный минерал. Ранние парагенезисы включают гранат (не менее 40% пирропа), шпинель (существенно герцинитовую), магнетит, плагиоклаз и, возможно, калиевый полевой шпат. За счет этого парагенезиса в иенгрской серии возникает ассоциация Gr (25-35% Pyr) + $Cord$ + $Sill$ + Or + Pl + Qu . Кристаллизация биотита, по-видимому, относилась к более поздним этапам минералообразования. Это подтверждается и при рассмотрении диаграммы В.Шрайера и Ф.Зейфферта (Schreyer, Seifert, 1969), модернизированной В.Глебовицким (Никитина и др., 1972) для экспериментально исследованной системы $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ в области температур 820-1200°C. При сравнительно высокой температуре сапфирин устойчив с силлиманитом, корундом и кордиеритом; при снижении температуры в породах того же состава должна возникать ассоциация сапфирина только с энстатитом, а возможно, и с жедритом. Исходя из этого, можно предположить, что кордиеритизация, сопровождавшаяся выделением силлиманита и корунда совместно с сапфирином, протекала при температуре, превышающей верхний предел устойчивости биотита в богатых K_2O метапелитах.

Таким образом, оказывается, что возникновение наиболее ранних ассоциаций в иенгрской серии - Gr ($\geq 40\%$ Pyr) + $Sill$ + Sp + Pl + Qu + Or ; Gr ($< 40\%$ Pyr) + $Cord_{35}$ + $Sill$ + Or + Pl_{20-35} + Qu + Sp - соответствовало гиперстен-кордиерит-ортоклазовой субфации, а возможно, даже ее высокотемпературной области. Обе ассоциации встречены только в иенгрской серии (комплекс основания) и не обнаружены в Нимнырском блоке в аналогичных по составу породах федоровской и тимптонской серий. Остается неясным, являются ли они наиболее ранними ассоциациями рассматриваемого тектоно-метаморфического цикла или принадлежат к более древнему, дофедоровскому, периоду развития подвижной области.

Изучению минеральных ассоциаций поздней (регрессивной) стадии первого тектоно-метаморфического цикла препятствует широкое распространение в породах толщ Нимнырского блока минералов как более ранних, так и более поздних этапов минералообразования. Первая (реликтовая) группа минералов наиболее легко исключается лишь в парагенезисах зон вторичного рассланцевания (структуры четвертой генерации). Возникновение в них новых сланцеватых и полосчатых текстур по времени совпадает с заключительной стадией первого цикла тектонических движений (см. гл. III) и сопровождалось широким развитием процессов перекристаллизации (третий этап минералообразования). Эти процессы привели к полному исчезновению в них более ранних ориентировок текстур и минералов.

В рассматриваемых зонах вторичного рассланцевания наблюдались следующие парагенезисы: $\text{Hyr} \pm \text{Vt} + \text{Pl} \pm \text{Or} + \text{Ou}$; $\text{Gr} + \text{Hyr} + \text{Vt} + \text{Pl} \pm \text{Or} + \text{Ou}$. Парагенезисы вмещающих пород и зон вторичного рассланцевания аналогичны, что позволяет отнести процессы минералообразования в этих зонах к изохимическим условиям. Если принять, что кристаллизация гранитоидов первого тектоно-метаморфического цикла закончилась в условиях амфиболитовой фации (Крылова, 1972; Рудник, 1972), то оказывается, что приведенные выше ассоциации в целом не соответствуют его наиболее низким регрессивным термодинамическим условиям. Последнее может объясняться как принадлежностью минеральных ассоциаций зон вторичного рассланцевания к более ранней стадии регрессивного метаморфизма, так и влиянием на минеральный состав зон термодинамических условий прогрессивной стадии метаморфизма второго тектонического цикла. Поскольку в рассмотренных ассоциациях не исключено присутствие минералов прогрессивной стадии второго тектоно-метаморфического цикла, их верхнее возрастное положение может быть ограничено лишь периодом аллохимического метаморфизма второго цикла (четвертый этап минералообразования). Для однозначного решения вопроса необходимы дополнительные структурно-петрологические исследования.

Минеральные ассоциации второго тектоно-метаморфического цикла

Ассоциации ранней стадии

Ранним этапам деформаций второго цикла (пятая и шестая генерации) соответствуют как изохимические, так и аллохимические процессы минералообразования. Первые сравнительно равномерно проявлены на всей площади и сопровождают формирование в толщах Нимнырского блока складок общего смятия, тогда как вторые отражают специфические физико-химические условия в некоторых разрывных зонах этого времени. Минералы изохимического метаморфизма ранней стадии второго цикла обычно встречаются совместно с различными генерациями тех же минералов первого цикла.

О предельных (высоких) термодинамических условиях прогрессивной стадии второго цикла можно уже в какой-то мере судить по приведенным выше парагенезисам ранних зон вторичного рассланцевания поздней

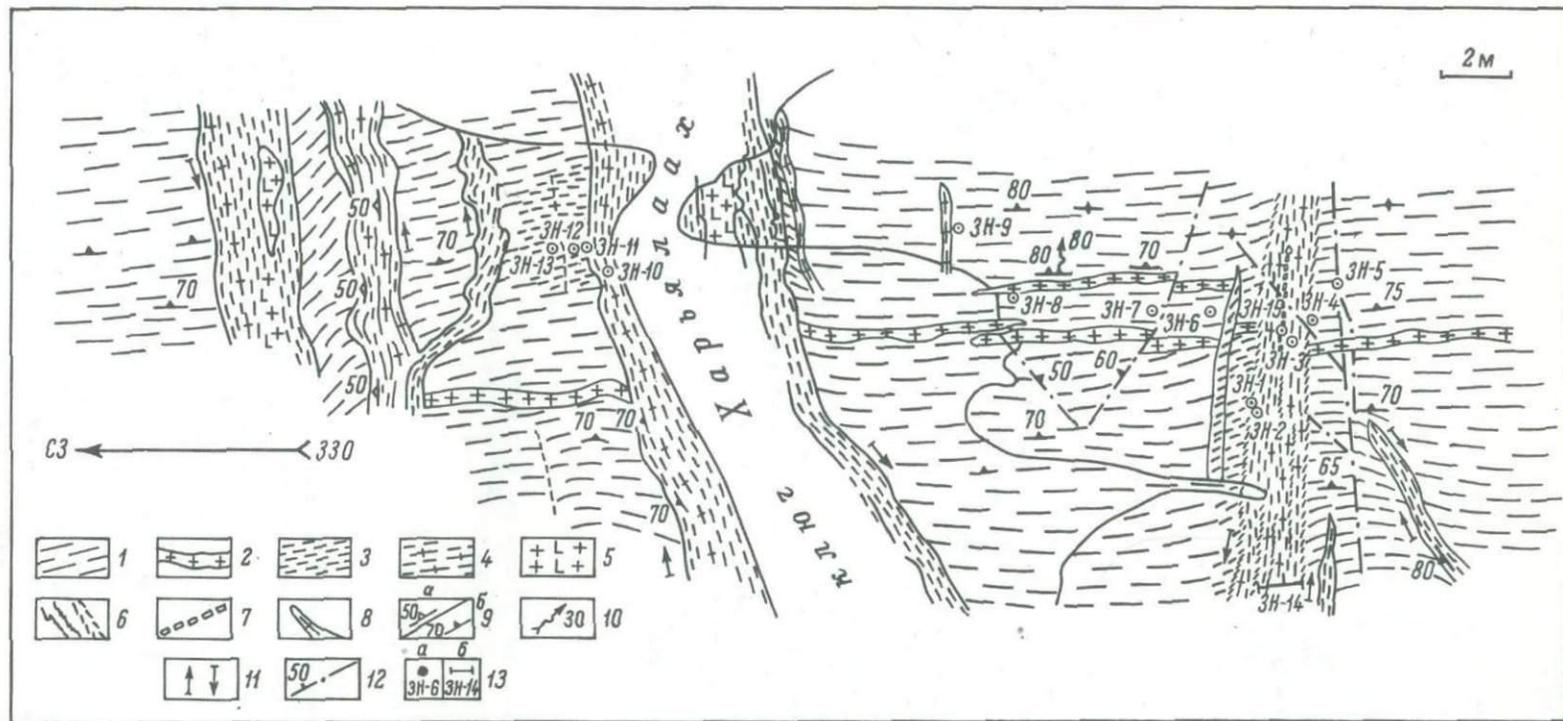


Рис. 26. Зоны вторичного рассланцевания (ключ Харьялаах). Составила М. Е. Салье (1964 г.).

1 - биотит-гиперстеновые гнейсы нимырской свиты; 2 - кварц-полевошпатовые прожилки; 3-7 - породы зон вторичного рассланцевания: 3 - амфибол-диопсидо-биотитовые гнейсы, 4 - те же гнейсы, обогащенные кварц-полевошпатовым

материалом, 5 - крупнозернистая диопсидо-полевошпатовая порода, 6 - жилки, полосы и отдельные кристаллы амфибола, 7 - жилка крупнокристаллического гиперстена; 8 - пегматитовые жилы; 9 - элементы залегания новообразованных (а) и реликтовых (б) плоскостных текстур; 10 - ориентировка желобчатости (шестая генерация структурных форм); 11 - направление смещения блоков; 12 - зоны милонитизации; 13 - участки отбора проб (а - штуфовых, б - бороздовых).

стадии первого цикла, так как в последних вряд ли могли сохраниться парагенезисы более поздних термодинамических условий. Судя по этим парагенезисам, прогрессивный метаморфизм второго цикла не превышал роговообманково-гранулитовой субфации.

В зонах широкого развития процессов метасоматического минералообразования на основании структурных, петрографических и петрологических признаков достаточно определенно устанавливается принадлежность минералов ко второму тектоно-метаморфическому циклу (четвертый этап минералообразования). Парагенезисы этих зон могут быть рассмотрены на примере детально изученной Харьялаахской зоны (рис. 17, 26).

Вмещающие породы, точнее, породы, по которым развита эта зона, представлены тонкосланцеватыми или полосчатыми биотит-гиперстеновыми или гиперстен-биотитовыми гнейсами ($Hyp_{45-52} + Bt_{37-47} + Pl_{39-44} + Qtz + Qu$) с тонкими прослоями биотитовых ($Bt + Pl + Or + Qu$) и двупироксеновых ($Hyp + Di + Pl + Or + Qu$) гнейсов. Вблизи контакта с метасоматическими зонами или на некотором от них удалении в шлифах в том или ином количестве (от одного зерна и больше) встречаются диопсид и буровато-зеленая обыкновенная роговая обманка с характерной дендритовидной формой развития (рис. 27). В переходной к вмещающим породам зоне в амфиболсодержащих парагенезисах иногда присутствует реликтовый гиперстен.

Вне зависимости от состава исходных пород метасоматические зоны в краевых частях сложены биотит-амфиболовыми ($Am_{41-46} + Bt + Pl_{35-41} + Qu$, обр. ЗН-10) и биотит-диопсид-амфиболовыми ($Am_{43-44} + Di_{28} + Bt_{34-40} + Pl_{35-43} + Qu$, обр. ЗН-3, 2107-5, ЗН-14) плагиогнейсами с калиевым полевым шпатом, обычно только в виде антипертитовых выделений в плагиоклазе.² Для роговообманковых гнейсов характерно непостоянное, в целом незначительное, содержание кварца. Породы этого же состава, имеющие иногда массивную текстуру, распространены и во внутренних частях метасоматических зон. Значительно реже здесь наблюдались ассоциации $Hyp_{50} + Di_{33} + Am_{44} + Bt_{38} + Pl_{34} + Or + Qu$ (обр. ЗН-105), $Hyp + Di + Bt + Pl + Or + Qu$ и $Hyp_{49} + Am + Bt_{41} + Pl_{39} + Or + Qu$ (обр. ЗН-8), а также единичные полосы новообразованного крупнокристаллического гиперстена (обр. ЗН-15). Для двух последних ассоциаций характерно низкое содержание кварца.

Минералы метасоматических зон обладают рядом особенностей, к числу которых относятся рудная вкрапленность в роговой обманке, сростание роговой обманки с диопсидом и гиперстеном, сложные комплексные двойники в плагиоклазе. Парагенезисы четвертого этапа минералообразования приведены в табл. 2. С более поздней стадией развития разрывных зон связано формирование в них почти

2

Здесь и ниже из рассмотрения исключены более поздние регрессивные преобразования пород.

Таблица 2

Минеральные ассоциации второго тектоно-метаморфического цикла

Номера анализов	Номера образцов	Стадия	Условия метаморфизма	Породы	Ассоциации	Этапы минерализации	Места взятия образцов
Основные кристаллические сланцы и гнейсы (Fe + Mg-Ca-метасоматиты) Харьялаахской зоны							
17	3Н-3	Ранняя Гранулитовая фашиа		Бiotито-амфиболовый плагиогнейс с диопсидом	$Bt_{39,9} + Am + Di + Pl_{35} + Qu$	Четвертый	Ключ Харьялаах, левый приток р. Курунг-Хоонку
18	3Н-8			Гиперстено-биотитовый гнейс с амфиболом	$Hyp_{49,5} + Bt_{40,7} + Am + Pl_{39} + Or + Qu$		
19	3Н-10			Амфиболовый сланец с биотитом и реликтами гиперстена	$Am_{45,9} + Bt + Pl + Or + Qu$		
21	3Н-105			Биотит-гиперстено-амфиболовый гнейс с диопсидом	$Am_{44,1} + Hyp_{49,6} + Bt_{38,2} + Di_{33,0} + Pl + Or + Qu$		
22	3Н-141			Диопсидо-амфиболовый гнейс	$Di + Am_{44,2} + Pl_{37} + Or$		
23	2107-5			Амфибол-диопсидо-биотитовая порода	$Bt_{33,7} + Di_{26,0} + Am + Pl_{43} + Qu$		

Основные кристаллические сланцы и гнейсы
Верхнеэгетинской зоны

24	107-4	Промежуточная	Пограничная область	Диопсидо-амфиболовый сланец с высоким содержанием порфиробластов калиевого полевого шпата	$Di_{36,3} + Am_{37,4} + Pl_{28} + Or$	Пятый	Верховье р. Эгете
25	342			Амфиболовый сланец с высоким содержанием порфиробластов калиевого полевого шпата	$Am_{44,0} + Pl_{30} + Or$		
Глиноземистые породы							
27	1227-9	Поздняя	Регрессивная амфиболитовая фация	Силлиманит-гранат-кордиерито-биотитовый гнейс	$Gr_{77,0} + Cord_{42,0} + Bt_{57,0} + Sill + Pl_{64} + Or + Qu + Mu$	Шестой	Бассейн ключа Рыбного, водораздел рр. Тимптон-Сеймдье
28	1257-3			Гранато-биотитовый гнейс	$Gr_{85,1} + Bt_{61,8} + Pl_{22} + Or + Qu$		
Известково-силикатные породы							
26	1241	Поздняя	Регрессивная амфиболитовая фация	Биотито-амфиболовый гнейс	$Am_{54,4} + Bt_{53,1} + Pl_{34} + Or + Qu$	Шестой	Бассейн ключа Рыбного, водораздел рр. Тимптон-Сеймдье, р. Курунг-Хоонку, вблизи устья ключа Бурдыхлай
29	509-5			" "	$Am_{52,0} + Bt_{32,4} + Pl_{31} + Or + Qu$		
30	509-8			" "	$Am_{49,5} + Bt_{44,5} + Pl_{26} + Or + Qu$		

Примечание. См. прим. к табл. 1; анализы минералов обр. 1257-3 приведены в данной работе.



Рис. 27. Дендритовидная форма развития роговой обманки в биотито-гиперстеновых гнейсах из Харьялаахской зоны. Шл. 3Н-185, увел. 70, без анализатора.

массивных диопсид-полевошпатовых пород, имеющих секущие границы и с новообразованными плоскостными текстурами метасоматических зон. Диопсидо-полевошпатовые породы наблюдаются как во внутренних частях зон, так и вдоль их контактов с вмещающими породами.

Ассоциации промежуточной стадии

К этому же интервалу времени (пятая, шестая генерации структур) структурной шкалы последовательности событий принадлежит формирование своеобразных гранитоидных пород Верхнеэгетинской зоны. Судя по составам минералов, образование гранитоидов происходило в условиях пограничной области между гранулитовой и амфиболитовой фациями (пятый этап минералообразования). Гранитоиды и гранитизированные породы располагаются в 3-4 км к востоку от Харьялаахской зоны. В пределах карты (рис. 3, 23) они образуют вытянутую в меридиональном направлении полосу размером 6 x 2 км, прослеживающуюся далее на север в направлении Эмельджажской группы месторождений флогопита. Пространственно с ними ассоциируются поля лейкократовых, часто отчетливо полосчатых гранитов со стебельчатым кварцем.

Отличительными особенностями рассматриваемых гранитоидов являются: 1) структура полевых шпатов - широкое развитие антипертитов калиевого полевого шпата в плагиоклазе (рис. 28); 2) широкие вариации состава и зернистости пород; 3) постоянное присутствие в них реликтов гранитизированных и фельдшпатизированных (калевый полевой шпат) сланцев.



Рис. 28. Антипертиты калиевого полевого шпата в плагиоклазе. Шл. 1474-4, увел. 70, николи скрещены.

Среди гранитоидов выделяются следующие разновидности: биотитовые, амфиболовые, диопсидовые, биотит-амфиболовые, амфиболо-диопсидовые и диопсидо-амфиболовые с гиперстеном. Для гранитоидов типично переменное содержание калиевого полевого шпата и кварца. Распространены почти лишенные кварца разновидности, приближающиеся по составу к сиенито-диоритам или сиенитам. Обычны как равновесные, так и неравновесные соотношения амфибола, диопсида и биотита. В последнем случае наблюдаются характерные симплектитовые срастания амфибола и биотита с кварцем. Ассоциации этого этапа минералообразования приведены в табл. 2.

Ассоциации поздней стадии.

Регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации

Регрессивные преобразования пород, отвечающие условиям амфиболитовой фации, равномерно, но слабо проявлены в различных частях Нимнырского блока. Наиболее интенсивные и глубокие преобразования пород обычно локализованы в узких разрывных зонах. Породы этих зон имеют морфологически близкие к бластомилонитовым структуры с развитием гломеробластовых скоплений вторичного амфибола и биотита и реликтами нормальных гранобластовых структур и минералов (гиперстена, бурой роговой обманки и др.). Ширина зон интенсивно измененных пород, как правило, не превышает нескольких метров. Зоны удалены друг от друга на сотни и тысячи метров, поэтому интенсивно измененные породы в целом занимают незначительную часть общего объема пород.

Однако в некоторых частях Нимнырского блока процессы регрессивного минералообразования развиты более широко. Широкое развитие этих процессов наблюдалось в районе Унгро-Тимптонского грабен-синклинория

(в породах иенгрской серии), в нижнем течении р. Ыллымах, вблизи тектонического контакта федоровской и тимптонской серий и на водоразделе рр. Тимптон-Сеймдье. В последнем случае в вытянутой в меридиональном направлении полосе шириной около 8 км интенсивно измененные породы занимают примерно 50% общей площади выходов (рис. 23).

Новообразованные минералы этой зоны (шестой этап минералообразования) в основном наследуют реликтовые плоскостные текстуры (S_0 , S_1) и реже, образуя новую сланцеватость (S_8), развиваются параллельно осевым поверхностям северо-западных складчатых структур восьмой генерации. Амфиболы и биотиты данного этапа минералообразования, располагаясь в S_8 , образуют отчетливые линейные текстуры, ориентированные параллельно шарнирам складок восьмой генерации. Все это позволяет отнести нижнюю возрастную границу рассматриваемых процессов к периоду образования складчатых структур восьмой генерации и сопоставить их во времени.

Следует обратить внимание на то обстоятельство, что северо-западные складчатые структуры восьмой генерации не совпадают с простираемением рассматриваемой зоны и достаточно широко распространены за ее пределами. Однако вне этой зоны образование северо-западных складок и соответствующей им минеральной линейности (амфибол, биотит) не сопровождалось интенсивным развитием своеобразных гломеробластовых диафорических структур. Складчатые структуры имеют здесь более открытую форму и обычно не сопровождаются резко выраженными линейными текстурами (гофрировка поверхности плоскостных текстур). Все это приводит нас к выводу о связи интенсивности процессов перекристаллизации и особенностей их морфологического выражения (гломеробластовые структуры) со специфическим в это время режимом воды в тектонически ослабленных зонах.

На водоразделе рр. Тимптон-Сеймдье в породах с избытком CaO наиболее распространена ассоциация $Am_{53-87} + Bt_{53} \pm Di + Pl_{18-34} + Qtz + Qz + Mt$. В этой ассоциации амфибол представлен сине-зеленой роговой обманкой со сравнительно низкой величиной $ZV = 48-68\%$. Значительно реже наблюдались безортоклазовые ассоциации. В ряде случаев в калиевом полевоом шпате отмечалась микроклиновья решетка. Диопсид в рассматриваемых породах присутствует в незначительных количествах и наблюдается главным образом в виде сохранившихся от замещения амфиболом реликтов.

Макроскопически наиболее легко регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации обнаруживается в глиноземистых породах. Они имеют характерные узловатые текстуры с линзовидно-полосчатой формой кварца и в меньшей степени - калиевого полевого шпата и гранита. Для глиноземистых гнейсов типична ассоциация $Gr_{71-88} + Bt_{62} + Pl_{17-25} + Qtz + Qz + Sp$, реже наблюдалась ассоциация $Gr_{72-82} + Cord_{43-46} + Bt_{57} + Sill \pm Sp + Pl_{64} + Qtz + Qz \pm Mu$. Силлиманит встречается главным образом в кордиеритсодержащих породах. Шпинель не образует сростаний с магнетитом. Как и в богатых CaO породах, калиевый полевой шпат иногда имеет микроклиновья решетку. Рудные минералы представлены магнетитом и графитом.

К западу от р. Тимптон, в районе Федоровской, Каталахской и Эмельджакской групп месторождений глубоко преобразованные в амфиболитовой фации породы со специфическими гломеробластовыми структурами не имеют широкого распространения. Здесь они локализованы в редких узких разрывных зонах. Формирование зон разрывов соответствовало периоду образования наиболее поздних структур Нимырского блока (завершающие второй тектоно-метаморфический цикл вертикальные

блоковые движения). Разрывы наблюдались преимущественно в богатых CaO породах. Рассматриваемый этап минералообразования в них представлен ассоциацией $Am_{48-52} + Bt_{32-45} + Pl_{26-31} + Or + Qz$. Парагенезисы регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации приведены в табл. 2.

Заканчивая на этом краткую характеристику парагенезисов минералов, напомним расположение различных этапов минералообразования в структурной шкале последовательности событий. Первые два этапа минералообразования не моложе второго этапа деформации первого тектонического цикла. При этом наиболее ранние ассоциации I этапа минералообразования в иенгрской серии могут принадлежать и к более раннему (дофедоровскому) периоду развития подвижной области. Заключительной стадии первого тектонического цикла (структуры четвертой генерации) соответствует третий этап минералообразования. Образующие плоскостные текстуры этого возраста ассоциации минералов могли подвергнуться существенным изменениям в прогрессивную стадию второго тектоно-метаморфического цикла. Парагенезисы четвертого, пятого и шестого этапов минералообразования принадлежат соответственно четвертому-пятому и седьмому-восьмому этапам деформаций второго цикла.

§ 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОМОРФНЫХ МИНЕРАЛОВ

Минеральный состав пород Нимнырского блока далеко не всегда позволяет провести четкое разграничение парагенезисов гранулитовой и амфиболитовой фации. Еще менее отличаются минеральные ассоциации прогрессивной и наложенной гранулитовой фации (табл. 1, 2). Поэтому для выяснения условий различных этапов минералообразования и отнесения наблюдаемых парагенезисов к той или иной метаморфической фации как прогрессивного, так и наложенного характера были детально изучены химизм, кристаллохимические и кристаллооптические особенности породообразующих минералов.

Г р а н а т ы. В иенгрской и федоровской сериях гранаты встречаются только в высокоглиноземистых породах. Изучены гранаты первого, второго и шестого этапов минералообразования. В тимптонской серии гранаты распространены как в высокоглиноземистых и глиноземистых сланцах и гнейсах, так и в богатых кальцием породах. Химические анализы гранатов (в вес.%), за исключением граната из обр. 1257-3 ($SiO_2 - 37.04$, $TiO_2 - 0.11$, $Al_2O_3 - 21.39$, $Fe_2O_3 - 0.47$, $FeO - 33.48$, $MnO - 2.08$, $MgO - 3.30$, $CaO - 2.05$, сумма - 99.92), опубликованы ранее (Гранулитовая фация..., 1972, гл. III, табл. 4). В табл. 1, 2 приведены парагенезисы исследованных гранатов, а в табл. 3 сведены данные по компонентному составу, показателям преломления и железистости гранатов и приведены их кристаллохимические формулы. На основе химических анализов и показателей преломления гранатов высокоглиноземистых и глиноземистых пород исследованного района была составлена диаграмма зависимости показателя преломления граната от общей железистости (рис. 29). Рассчитанное по способу наименьших квадратов уравнение регрессии имеет вид $N_{Gr} = 1.704 + 0.00122 f_{Gr}$ или $f_{Gr} = 820 N_{Gr} - 1396$.³ Определенная по этой диаграмме железистость гранатов приведена в табл. 4.

3

При расчете уравнения регрессии были исключены гранаты (обр. 1978-2, 1986) с высоким содержанием гроссуляра из пород, богатых кальцием (рис. 29, №№ 14, 16).

Таблица 3

Компонентный состав гранатов, их железистость и показатели преломления

Циклы и стадии	Этапы минералообразования	Номера образцов	Компонентный состав					F	f	f'	m	N	
			альмандин	пироп	спессартин	гроссуляр	андрадит						
Первый цикл, ранняя стадия	Первый и второй	Нимнърская свита иенгрской серии (высокоглиноземистые и глиноземистые породы)											
		726	58,4	37,7	1,7	-	2,2	61,26	61,94	60,70	-	1,785-1,787	
		1144	58,2	35,3	4,9	1,8	-	63,55	62,74	62,27	-	1,783-1,784	
		1030	57,4	35,8	3,6	3,2	-	61,23	61,71	61,46	0,367	1,775	
		1067	62,5	28,2	8,0	-	1,3	70,28	69,47	68,84	0,280	1,794	
		2071	60,6	34,5	0,9	3,1	0,9	63,75	64,4	63,7	0,354	1,790	
		Среднее	59,4	34,3	3,8	1,8	0,9	64,0	64,1	63,4	0,334		
	Первый цикл, ранняя стадия	Второй	Федоровская и типмтонская серии (глиноземистые породы)										
			1808-3	69,3	24,9	1,0	2,8	2,2	70,71	73,57	73,57	0,258	1,790
			1827	71,4	18,8	2,6	3,9	3,3	74,40	79,6	79,1	0,199	1,788-1,794, 1,800
1304-4			69,4	22,0	1,5	5,1	1,7	74,60	73,9	76,1	0,227	1,793	
1304-5			67,4	24,4	0,8	5,0	2,4	68,72	73,87	73,42	0,259	1,791	
1305-1			67,8	28,0	1,1	3,1	-	68,89	70,78	70,78	0,292	1,790	
1982-4			66,7	26,4	0,9	4,5	1,5	69,70	72,6	71,6	0,277	1,790	
Среднее		68,7	24,1	1,3	4,0	1,9	71,17	74,62	74,09	0,252			
Первый цикл, ранняя стадия		Второй	Типмтонская серия (богатые CaO породы)										
			1978-2	64,8	13,6	1,6	14,7	5,3	67,51	83,4	82,7	0,169	1,792-1,794
	1986		67,9	10,8	2,4	16,5	2,4	74,31	86,67	86,34	0,129	1,790-1,795	
Среднее	66,4	12,2	2,0	15,6	3,8	70,91	85,04	84,52	0,149				

Второй цикл,
поздняя стадия

Шестой

Высокоглиноземистые и глиноземистые породы

1227-9	72.5	22.3	1.7	3.5	-	74.72	77.02	77.02	0.224	1.799-1.800
1257-3	76.0	13.3	4.9	5.8	-	80.8	85.11	85.03	0.140	1.806-1.812
Среднее	74.2	17.8	3.3	4.7		77.8	81.06	81.02	0.182	

Т а б л и ц а 4

Показатели преломления, железистость гранатов высокоглиноземистых и глиноземистых гнейсов

Номера образцов	<i>N</i>	<i>f</i>	Ассоциация
Первый тектоно-метаморфический цикл (нимнырская свита)			
307	1.791	71.5	Gr _{71.5} - Cord _{39.0} - Bt - Pl - Or - Qu
708	1.799-1.800	79.5	Gr _{79.5} - Cord _{46.5} - Sill - Bt - Pl - Or - Qu - Sp
721-2	1.794-1.795	75.0	Gr _{75.0} - Cord _{36.3} - Sill - Bt - Pl ₂₄ - Or - Qu - Sp
1441-4	1.793-1.794	78.0	Gr _{73.0} - Cord _{43.0} - Sill - Bt - Pl ₃₉ - Or - Qu - Sp
1569-2	1.791	71.5	Gr _{71.5} - Cord _{35.0} - Bt - Pl - Or - Qu
1739-1	1.788	89.0	Gr _{69.0} - Cord _{36.3} - Sill - Bt _{62.5} - Pl ₁₆ - Or - Qu - Sp
1573-1	1.788	69.0	Gr _{69.0} - Bt - Or - Qu - Sp
2065-6	1.794	74.0	Gr _{74.0} - Bt - Pl - Or - Qu
392	1.792-1.793	72.5	Gr _{72.5} - Hyp - Bt - Pl - Qu
1713	1.791	71.5	Gr _{71.5} - Cord - Pl - Or - Qu - Sp
Второй тектоно-метаморфический цикл (поздняя стадия)			
1228-1	1.790, 1.810	71-88	Gr ₇₁₋₈₈ - Bt - Pl - Or - Qu - Sp
1227-10	1.792, 1.800	72-79	Gr ₇₂₋₇₉ - Bt - Sill - Cord - Pl - Qu - Or - Mu
1227-5	1.799-1.800	79	Gr ₇₉ - Bt - Sill - Cord - Pl - Or - Qu
1231-1	1.802-1.808	82	Gr ₈₂ - Bt - Sill - Cord - Pl ± Or

Примечание. В обр. 1228-1 и 1227-10 гранат зональный.

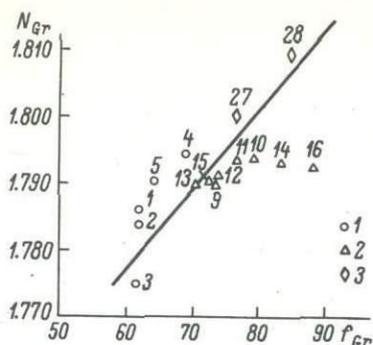


Рис. 29. Диаграмма зависимости показателя преломления граната от его железистости.

Гранаты из пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации: 1 - биотит-гранат-ортоклазо-кордиеритовая субфация (первый и второй этапы минералообразования), 2 - биотит-гранат-ортоклазо-кордиеритовая субфация (второй этап минералообразования); регрессивно измененные породы в условиях амфиболитовой фации: 3 - силлиманит-альмандино-мусковитовая субфация (шестой этап минералообразования). Номера на рис. 29-46 соответствуют номерам анализов в табл. 1 и 2.

3, 4) в областях широкого развития процессов регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации второго тектоно-метаморфического цикла колеблется в интервале от 71,0 до 88%. При этом гранаты указанной железистости иногда наблюдаются в пределах одного образца (табл. 4). На диаграмме пироп-альмандин-гроссуляр (Другова, Глебовицкий, 1965) гранаты первого и второго этапов минералообразования попадают в поле гранулитовой фации. Исключением является гранат из обр. 1827 (рис. 30, № 10), имеющий зональное строение. Наиболее низкий показатель преломления ($N = 1.788$) соответствует железистости порядка 68-69% и 28% содержания пироба, а наиболее высокий ($N = 1.800$) соответствует железистости 77-79% и содержанию пироба 18%. Химический анализ отражает усредненную железистость различных по составу и времени образования гранатов. Этот гранат, а также гранаты из других образцов пород, в которых широко развиты процессы регрессивного минералообразования, попадают в поле амфиболитовой фации. Указанные различия в составе гранатов могут быть вызваны как влиянием валового состава пород, так и различной степенью их метаморфизма (Другова, Глебовицкий, 1965; Атертон, 1967а).

Как видно из рис. 31, количество Fe и Mg в гранатах не обнаруживает четкой зависимости от содержания этих элементов в породе,

Гранаты из высокоглиноземистых и глиноземистых пород нимнырской свиты иенгрской серии (первый и второй этапы минералообразования) имеют наиболее высокое содержание пироба (в среднем 34,3%) и спессартина (3,8%) и самое низкое - гроссуляра и андрадита (1,6 и 0,9% соответственно). Для гранатов глиноземистых гнейсов федоровской и тимптонской серий (второй этап минералообразования) характерно более низкое содержание пироба (24,1%) и спессартина (1,3%) и более высокое - гроссуляра и андрадита (4,0% и 1,9% соответственно). Наиболее низкое содержание пироба (17,8%) и наиболее высокое содержание гроссуляра (4,7%) наблюдалось в высокоглиноземистых и глиноземистых гнейсах из района широкого проявления процессов регрессивного минералообразования амфиболитовой фации. Для этих гранатов характерно зональное строение. Определение железистости гранатов по показателю преломления (табл. 4) выявило, что в нимнырской свите наряду с маложелезистыми гранатами (табл. 3) широко распространены гранаты с более высокой железистостью (69-79,5%). Последнее обстоятельство, возможно, указывает на присутствие в нимнырской свите гранатов более поздних этапов минералообразования. По данным оптического и химического изучения, железистость гранатов (табл.

и поэтому уменьшение содержания пирропа и увеличение содержания алмандина от первого и второго этапов к шестому, очевидно, вызвано понижением степени метаморфизма.

Наиболее интересным является вопрос о содержании Ca в гранате. Б. Стюарт (Stuart, 1962), А. Атертон (Atherton, 1967б, 1968) и К. Нанди (Nandi, 1967) показали, что в породах, бедных Ca, с увеличением степени метаморфизма падает содержание CaO и MnO в гранате и возрастает FeO и MgO. Для выяснения зависимости содержания Ca в гранате от степени метаморфизма была выбрана ассоциация граната с гиперстеном и биотитом. Гранаты из гнейсов ингрской серии (первый и второй этапы минералообразования) содержат минимальное количество Ca (2.1%), а гранаты из пород федоровской и тимптонской серий при этом же или несколько меньшем содержании Ca в породе — максимальное (3.8%). Кроме того, намечается обратная зависимость между содержанием Ca в гранатах и вмещающих их породах (рис. 32). В глиноземистых породах существует и обратная зависимость между содержанием Ca и Mg в гранатах (рис. 33). Гранаты из пород нимырской свиты характеризуются наиболее высокими содержаниями Mg и наиболее низкими — Ca и образуют на диаграмме самостоятельное поле. Увеличение содержания Ca в гранатах из глиноземистых пород, как и параллельное увеличение в них алмандина, свидетельствует, по-видимому, о понижении степени метаморфизма к поздним этапам минералообразования.

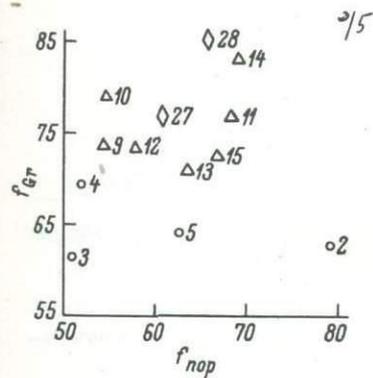


Рис. 31. Диаграмма зависимости общей железистости $f_{гр}$ граната и породы.

Обозначения те же, что на рис. 29.

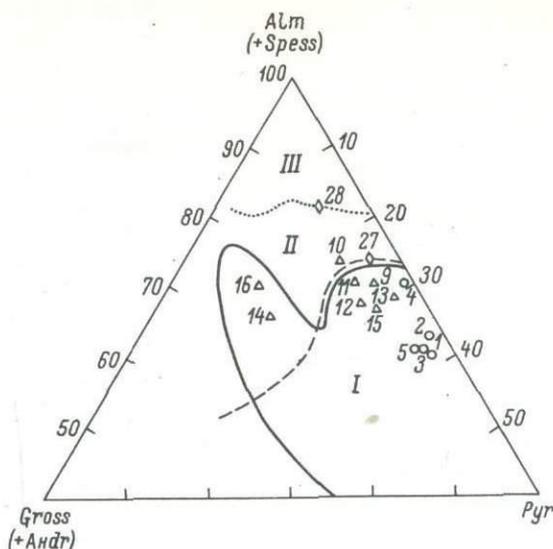


Рис. 30. Диаграмма пироп-альмандин-гроссуляр для гранатов гранулитовой (I), амфиболитовой (II) и эпидото-амфиболитовой (III) фаций (Другова, Глебовицкий, 1965).

Обозначения те же, что на рис. 29.

Гранаты из пород федоровской и тимптонской серий при этом же или несколько меньшем содержании Ca в породе — максимальное (3.8%). Кроме того, намечается обратная зависимость между содержанием Ca в гранатах и вмещающих их породах (рис. 32). В глиноземистых породах существует и обратная зависимость между содержанием Ca и Mg в гранатах (рис. 33). Гранаты из пород нимырской свиты характеризуются наиболее высокими содержаниями Mg и наиболее низкими — Ca и образуют на диаграмме самостоятельное поле. Увеличение содержания Ca в гранатах из глиноземистых пород, как и параллельное увеличение в них алмандина, свидетельствует, по-видимому, о понижении степени метаморфизма к поздним этапам минералообразования.

Гиперстены. Широко распространены в различных по составу породах изученного района. Характерной особенностью гиперстенов метаморфических пород является высокое содержание глинозема. А. Гроувс

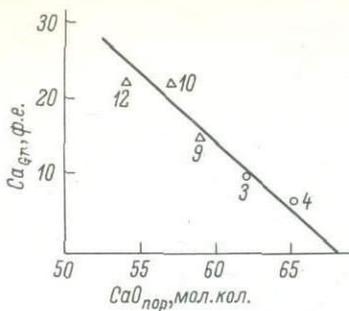


Рис. 32. Диаграмма зависимости содержания Ca в гранате от содержания CaO в породе. Составлена для гранат-гиперстено-биотитовых ассоциаций. Обозначения те же, что на рис. 29.

метаморфизма. Не останавливаясь на обсуждении зависимости железистости гиперстена от железистости породы, которая существует и видна на диаграммах (рис. 34, а), рассмотрим содержания в гиперстенах Al_2O_3 , воды, а также соотношение Al_{IV} и Al_{VI} (табл. 5). Наиболее высокое содержание глинозема установлено в гиперстенах из пород нимнырской свиты (первый и второй этапы минералообразования), самое низкое — в гиперстенах из зон аллохимического метаморфизма второго тектоно-метаморфического цикла. Примечательно, что в гиперстенах с высоким содержанием глинозема вода не обнаружена, и, наоборот, в пироксенах из зон аллохимического метаморфизма, содержащих незначительное количество Al_2O_3 , наблюдается высокое содержание воды. Поскольку содержание глинозема в гиперстенах, по-видимому, не зависит от содержания глинозема в породе (рис. 34, б), а содержание воды повышается с уменьшением содержания глинозема (рис. 35), можно предположить, что такая взаимосвязь определяется условиями кристаллизации или перекристаллизации гиперстена. В литературе имеются указания на возможность изоморфного замещения кремнекислородных тетраэдров $[SiO_4]^{4-}$ в ортосиликатах тетраэдрами $(OH)^-$, которые имеют тот же объем и заряд (Белов, Литвинская, 1966; Шемякин и др., 1967). Возможность и необходимость подоб-

(Groves, 1935), П. Эскола (Eskola, 1952), Л.А.Прияткина (Гранулитовая фация..., 1972) описали гиперстены, содержащие до 8–9% Al_2O_3 . Высокое содержание глинозема в ромбическом пироксене связывается с существованием высоких давлений в гранулитовой фации. Экспериментальные исследования показали, что растворимость Al в энстатите увеличивается с повышением давления при постоянной температуре. Ф.Р.Бойд и Дж. Ингленд (Boyd, England, 1960) при экспериментах по синтезу пироба получили алюмоэнстатит, содержащий около 20% Al_2O_3 ($P = 18$ кбар, $T = 1400^\circ C$). Экспериментальные данные показывают также, что содержание Al_2O_3 в энстатите увеличивается с повышением температуры его кристаллизации (Смолин, 1968).

В породах Нимнырского блока гиперстены (табл. 5) в основном характеризуют второй и четвертый этапы

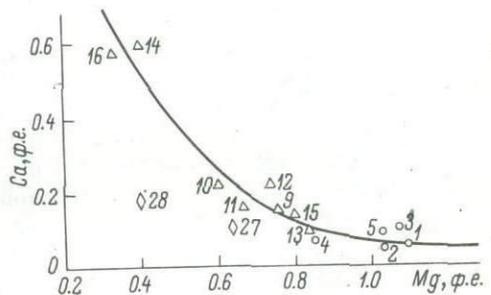


Рис. 33. Диаграмма зависимости содержания Ca и Mg в изученных гранатах.

Обозначения те же, что на рис. 29.

Таблица 5

Показатели преломления, железистость и другие характеристики гиперстенов

	Нимцырская свита иенгурской серии		Федоровская серия				Тимптонская серия				Зоны аллохимического метаморфизма второго тектоно-метаморфического цикла (четвертый этап минералообразования)		
	Первый тектоно-метаморфический цикл (второй этап минералообразования)												
	1.721	1.724	1.726	-	1.733	1.736	1.736	1.747	1.747	1.731	1.725	1.718	
N_g	1.721	1.724	1.726	-	1.733	1.736	1.736	1.747	1.747	1.731	1.725	1.718	
f	39,7	45,4	46,4	53,4	55,6	58,5	52,2	63,1	66,8	49,5	49,1	49,6	
f'	37,3	43,9	45,4	51,9	53,8	57,0	50,8	62,8	64,8	48,5	47,4	48,2	
f_0	8,1	5,9	3,7	5,5	6,8	5,1	5,9	2,0	8,6	4,0	3,7	5,3	
$Al_{IV}, \text{ ф. е.}$	0,19	0,13	0,05	0,07	0,12	0,08	0,10	0,02	0,09	0,00	0,01	0,00	
$Al_{VI}, \text{ ф. е.}$	0,08	0,09	0,05	0,01	0,01	0,00	0,08	0,03	0,00	0,08	0,00	0,01	
K_{Al}	0,038	0,055	0,025	0,02	0,032	0,02	0,045	0,011	0,023	0,02	0,002	0,002	
$H_2O, \text{ дес. \%}$	-	-	-	-	0,20	0,54	0,10	-	-	1,08	0,40	0,90	

Примечание. Обр. 3Н-15 соответствует № 20 на рис. 34-36.

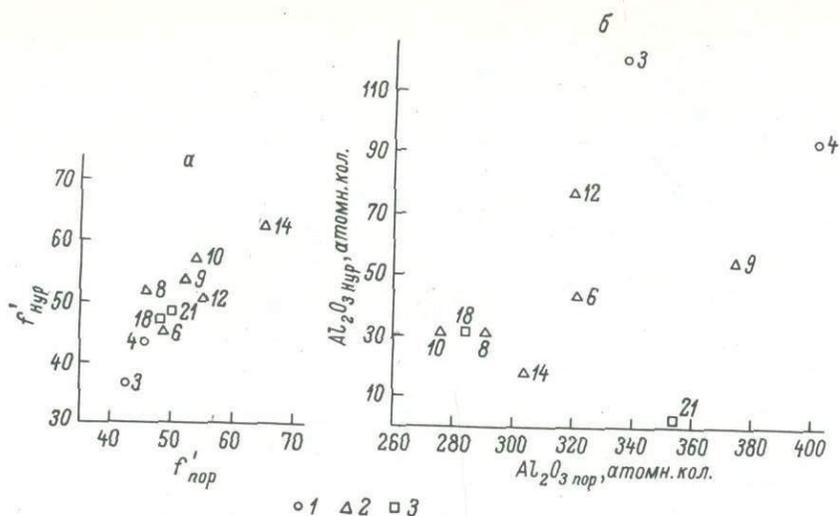


Рис. 34. Диаграммы зависимости железистости гиперстена и породы (а) от содержания глинозема в гиперстене и породе (б).

Квадратами обозначена роговообманково-гранулитовая субфация (четвертый этап минералообразования). Остальные обозначения те же, что на рис. 29.

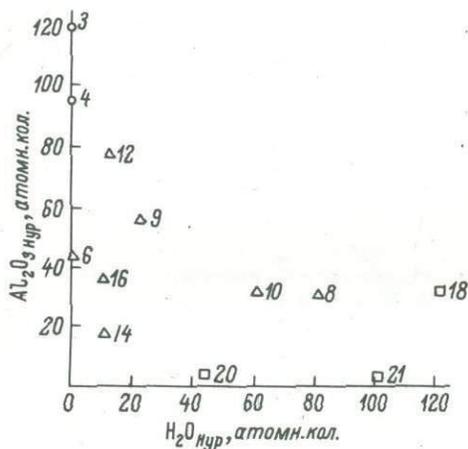


Рис. 35. Диаграмма зависимости содержания глинозема и H_2O в гиперстенах.

Обозначения те же, что на рис. 29, 34.

ного изоморфизма возникает в гиперстенах с низким содержанием Al_2O_3 (табл. 5). Не исключена вероятность замещения алюмоокислородных тетраэдров тетраэдрами $(OH)^-$.

Параллельно с изоморфным замещением в группе ионов, занимающих тетраэдрические позиции, вероятно, происходят изменения в группе ионов шестерной координации, где Al замещается Ca , имеющим значительно больший ионный радиус, чему может благоприятствовать снижение давления. На диаграмме $Ca - Al_{VI}$ в гиперстене намечается обратная зависимость между содержанием Al и Ca (рис. 36). Таким образом, кристаллохимические особенности гиперстенов свидетельствуют

о том, что они образовались в условиях разного давления (и температуры), снижавшегося от ранних образований к более поздним.

Л.П.Никитина и Л.Л.Косой (Гранулитовая фация..., 1972) предприняли рентгенометрическое изучение ромбических пироксенов с целью установления зависимости параметров ячейки от их химического состава и термодинамических условий кристаллизации. Авторы отмечают некоторую зависимость величины и знака ΔV от условий давления, в которых кристаллизовались породы. К сожалению, небольшое количество данных не позволяет сделать надежных выводов. Сравнение размеров ячеек гиперстенов из пород нимнырской свиты (второй этап минералообразования) и из зон вторичного расщелачивания, развитых по породам этой свиты (Харьялаахская зона, четвертый этап минералообразования), показывает, что в последних размеры элементарной ячейки больше, что согласуется со сделанным ранее выводом об уменьшении давления от второго этапа минералообразования к четвертому.

Б и о т и т ы. Широко распространены в парагенезисах гранулитовой и регрессивной амфиболитовой фаций. Согласно структурным исследованиям, образование биотитов происходило в широком диапазоне времени, отвечавшем формированию почти всех наблюдаемых в Нимнырском блоке структурных форм (вторая-девятая генерации). Разновозрастные биотиты, как и соответствующие времени их кристаллизации структурные формы, широко распространены. Последнее обстоятельство приводит к тому, что в пределах небольшой территории, а нередко и в объеме одного образца присутствуют биотиты разных генераций. Поскольку при выделении мономинеральных фракций не были строго разделены биотиты разных генераций, то обсуждаемые ниже составы биотитов как ранних, так и поздних этапов минералообразования строго не соответствуют определенной возрастной группе биотитов и не являются точным отражением термодинамических условий времени их образования. Исключением являются биотиты (обр. 509-5, 509-8, табл. 6) регрессивной амфиболитовой фации зон вторичного расщелачивания (структуры девятой генерации). В указанных образцах они соответствуют времени образования наиболее поздних структур Нимнырского блока. Приведенные выше особенности формирования и распределение биотитов в породах Нимнырского блока существенно ограничивают возможности использования полученных характеристик биотитов для выяснения термодинамических условий различных этапов минералообразования.

Для выяснения условий кристаллизации биотитов обычно используется диаграмма $TiO_2 - MgO - FeO$ (Другова, Глебовицкий, 1965). На этой диаграмме (рис. 37) анализированные биотиты образуют три поля. Химический состав биотитов (в вес.%), за исключением биотита из обр. 1257-3 ($SiO_2 - 35.56$, $TiO_2 - 4.55$, $Al_2O_3 - 13.45$, $Fe_2O_3 - 1.81$, $FeO - 22.95$, $MnO - 0.03$, $MgO - 8.51$, $CaO - 0.34$, $Na_2O - 0.13$, $K_2O - 8.68$, $H_2O - 3.10$, $F - 0.75$, сумма - 99.86), опубликован ранее (Гранулитовая фация...,

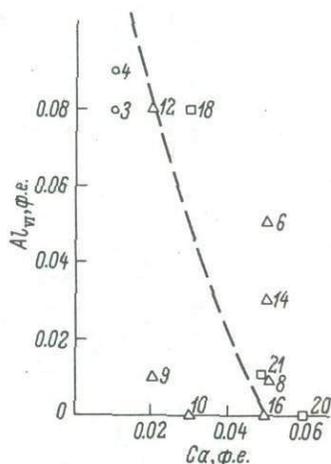


Рис. 36. Диаграмма зависимости содержания глинозема (Al_{VI}) в гиперстенах от содержания Ca . Обозначения те же, что на рис. 29, 34.

Т а б л и ц а 6

Показатели преломления, железистость и другие характеристики биотитов

	Первый тектоно-метаморфический цикл, ранняя стадия								Второй тектоно-метаморфический цикл								
	ингрская серия			федоровская серия		тимптонская серия			ранняя стадия, четвертый этап минералообразования				поздняя стадия, шестой этап минералообразования				
	1030	1067	2071	1808-3	1827	1304-4	1304-5	1982-4	3Н-3	3Н-8	3Н-105	2107-6	1241	1227-9	1257-3	верховье Р.Курун-Хоонку	
$n_m(Ng)$	1.651-1.652	1.640	1.643	1.660	1.675	1.662	1.662-1.689	1.643	1.653	1.650	1.642	1.644	1.655-1.660	1.663-1.664	1.673	1.637-1.643	1.640
f	38.3	40.6	38.7	47.6	56.2	51.0	46.1	46.4	39.9	40.7	38.2	33.7	53.1	57.0	61.8	32.4	44.5
f'	37.1	39.3	37.8	46.2	54.1	49.0	43.8	45.0	39.8	40.1	36.1	32.4	52.4	55.0	60.2	27.7	37.3
f_0	5.0	4.6	3.9	5.7	8.3	7.5	8.5	5.4	9.0	4.3	7.4	6.9	2.8	11.7	6.1	20.0	21.6
m	0.628	0.604	0.621	0.536	0.458	0.509	0.561	0.55	0.611	0.599	0.639	0.671	0.470	0.450	0.398	0.720	0.607
α_{Si}	23.5	23.7	23.2	20.5	21.0	27.0	22.2	23.0	21.2	23.7	18.0	26.2	20.7	27	22.5	25.5	26.2
α_{Al}	13.0	10.0	12.0	14.3	13.7	13.0	14.0	21.0	12.3	13.0	8.3	11.7	16.0	17.6	12.0	6.0	6.0
K_{Al}	20.0	18.4	19.1	18.6	18.8	22.0	19.4	23.1	18.1	19.6	14.2	20.4	19.3	23.0	18.7	18.8	19.3
K/Na	49.0	49.5	46.0	60.0	49.5	42.5	64.0	46.5	50.0	49.0	9.11	49.0	30.8	48.5	46.0	46.2	45.5
$\frac{K+Na}{Al}$	69.0	74.0	73.0	82.0	79.0	59.0	71.0	61.0	73.0	68.5	88.0	64.0	68.4	58.0	71.0	66.0	70.0
TiO_2 , вс. %	5.10	3.97	5.58	5.20	5.84	5.07	4.85	5.35	4.75	2.90	4.25	4.41	3.25	3.24	4.55	1.52	2.16
H_2O , вс. %	2.20	2.35	2.65	2.50	2.35	2.75	3.65	3.20	2.40	2.50	2.10	2.10	3.50	3.45	3.10	2.20	3.20

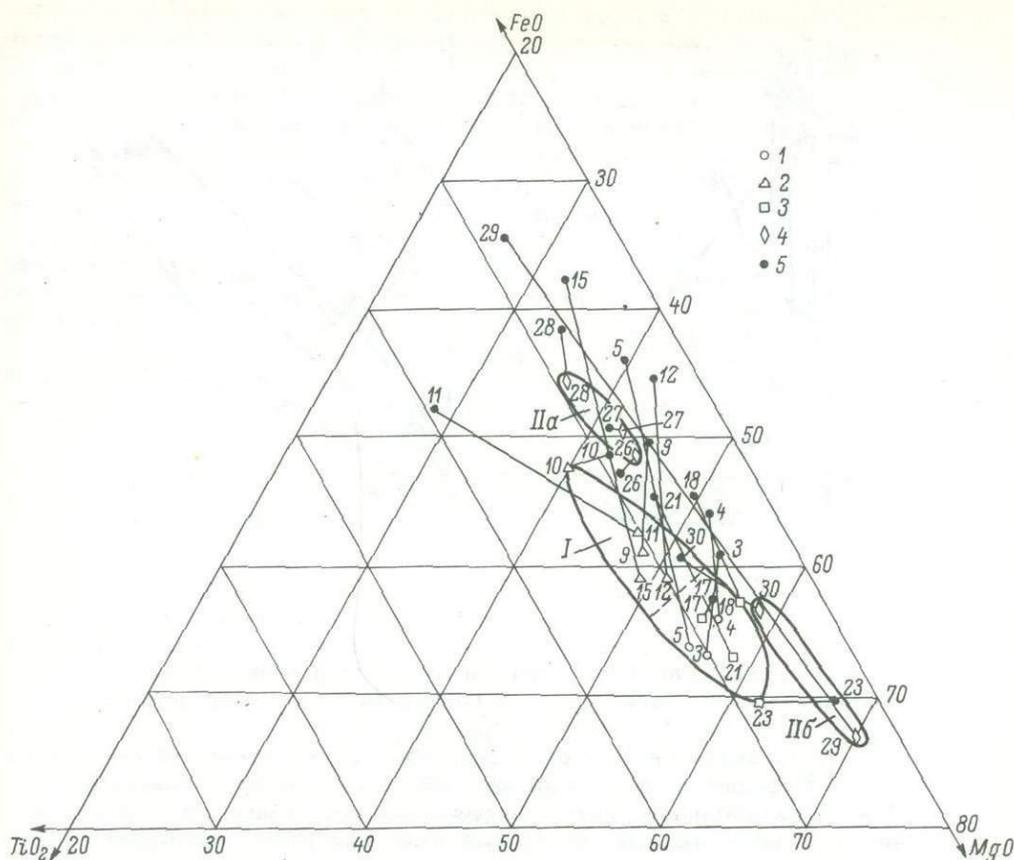


Рис. 37. Диаграмма содержаний $\text{FeO}-\text{TiO}_2-\text{MgO}$ (в мол.%) для биотитов.

Биотиты из пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, поле I: 1 - биотит-гранат-ортоклазо-кордиеритовая субфация (первый и второй этапы минералообразования), 2 - биотит-гранато-ортоклазо-кордиеритовая субфация (второй этап минералообразования), 3 - роговообманково-гранулитовая субфация (четвертый этап минералообразования); биотиты из регрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации пород, поле II: 4 - силлиманит-альмандино-мусковитовая (IIa) и низкотемпературная (IIб) субфации (шестой этап минералообразования), 5 - составы пород, соответствующие проанализированным биотитам.

1972, гл. III, табл. 4). В первое поле попадают биотиты регионально метаморфизованных в условиях гранулитовой фации пород ленггской, федоровской и тимптонской серий и биотиты зон аллохимического метаморфизма второго тектоно-метаморфического цикла, несколько отличающиеся друг от друга по содержанию MgO . Биотиты регрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации пород на этой диаграмме образуют два поля - IIa, IIб (рис. 37). Ближе к вершине FeO (поле IIa) располагаются биотиты из пород водораздела рр. Сеймдые-Тимптон, а к вершине MgO (поле IIб) - биотиты из зон вторичного расслаивания

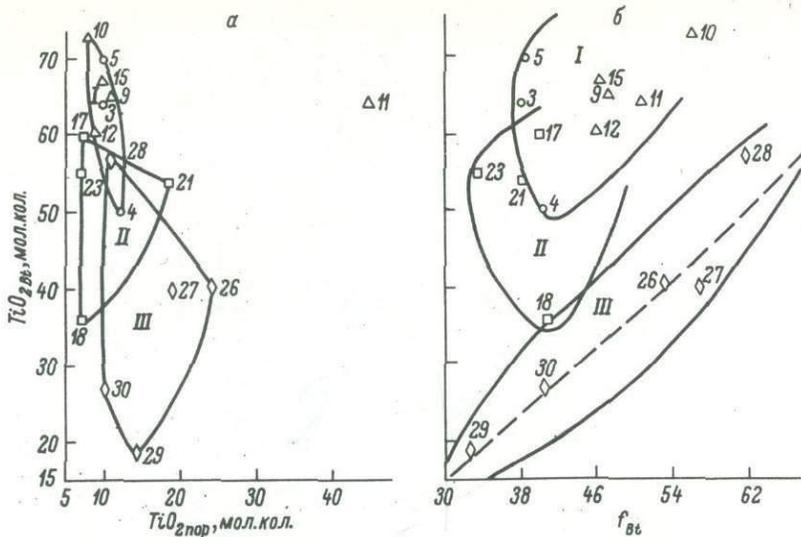


Рис. 38. Диаграмма зависимости содержаний TiO_2 в биотите от содержания TiO_2 в породе (а) и от железистости (f) биотита (б).

Поля биотитов: I - биотит-гранат-ортоклазо-кордиеритовая субфация (первый и второй этапы минералообразования), II - роговообманково-гранулитовая субфация (зоны аллохимического метаморфизма, четвертый этап минералообразования), III - силлиманит-альмандино-мусковитовая и низкотемпературная субфация амфиболитовой фации (регрессивный метаморфизм, шестой этап минералообразования). Остальные обозначения те же, что на рис. 37.

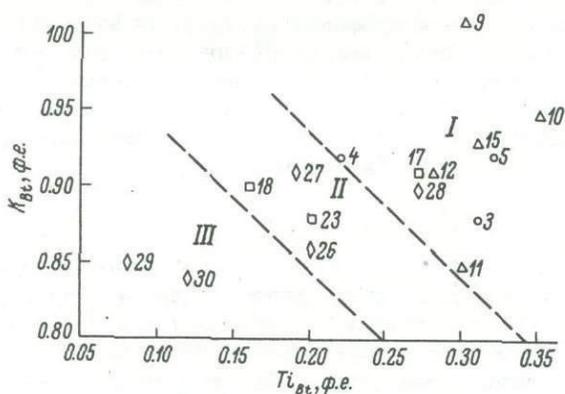


Рис. 39. Диаграмма зависимости содержания K и Ti в биотите.

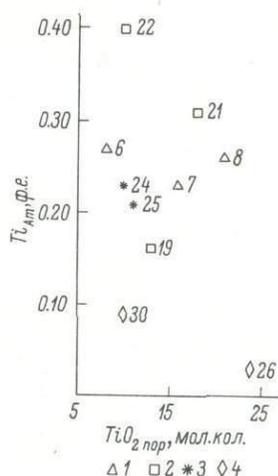
Обозначения те же, что на рис. 37.

верховья р. Курунг-Хоонку. Из диаграммы (рис. 37) видно, что биотиты полей I и IIa, IIб заметно отличаются по содержанию TiO_2 . Вариации содержаний FeO и MgO в значительной мере отражают влияние состава пород, что отмечалось многими исследователями (Никитина, Хильтова, 1964; Другова, Глебовицкий, 1965; Великославинский, 1968, и др.).

Повышение содержания TiO_2 с повышением степени метаморфизма впервые отметил Х.Рамберг (Ramberg, 1952), а впоследствии оно подтвердилось работами многих исследователей (Другова, Глебовицкий, 1965; Великославинский, 1965; Закруткин, Григоренко, 1968, и др.). На диаграммах (рис. 38, а, б) различаются поля составов биотитов первого-второго, четвертого и шестого этапов минералообразования (на рисунке - поля I, II, III соответственно). Из графика (рис. 38, а) видно отсутствие корреляционной связи между содержанием TiO_2 в биотите и породе. Содержание TiO_2 не зависит и от железистости биотита (рис. 38, б). В последнем случае корреляционная связь намечается только для

Рис. 40. Диаграмма зависимости содержания Ti в амфиболе от содержания его в породе.

1 - роговообманково-гранулитовая суб-фация (второй этап минералообразования); 2 - то же (четвертый этап); 3 - пограничная область между гранулитовой и амфиболитовой фациями (пятый этап); 4 - амфиболитовая фация (шестой этап минералообразования).



биотитов шестого этапа минералообразования. На рис. 38, а, б видны существенные отличия биотитов поля III. Еще более четко их различия выявляются на предложенной В.В.Закруткиным (Закруткин, Григоренко, 1968) диаграмме зависимости содержания в биотите K от содержания Ti (рис. 39). Наиболее однородную группу представляют только биотиты из зон вторичного расланцевания западной части района (регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации, девятая генерация структур). Биотиты шестого этапа минералообразования в породах, регрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации (восточная часть района), характеризуются широкими вариациями содержания K и Ti и распределяются между полями I и II. Последнее обстоятельство может объясняться и присутствием в анализированных мономинеральных фракциях биотитов разных этапов минералообразования. В то же время из диаграммы (рис. 39) видны существенные различия биотитов четвертого этапа минералообразования (поле II) и метаморфизованных в условиях гранулитовой фации различных по составу пород иенгской, федоровской и тимптонской серий (поле I, первый-второй этапы минералообразования).

Подводя итог обсуждению составов биотитов, отметим, что, несмотря на тесную связь их с составом породы и возможность присутствия в анализированных мономинеральных фракциях нескольких генераций биотитов, в целом намечается снижение степени метаморфизма от ранних

Таблица 7

Показатели преломления, железистость и другие характеристики роговых обманок

	Первый тектоно-метаморфический цикл, ранняя стадия, федоровская серия			Второй тектоно-метаморфический цикл						
				ранняя стадия			промежуточная стадия		поздняя стадия, шестой этап минералообразования	
				Харьялаахская зона аллохимического метаморфизма, четвертый этап минералообразования			Верхнеэгетинская зона аллохимического метаморфизма, пятый этап минералообразования			
1191	2128-8	1237	3Н-10	3Н-105	3Н-141	107-4	342	1241	509-8	
n_g	1.702	1.690	1.702	1.698	1.694	1.698	1.685	1.686	1.702	1.687
f	47.7	44.4	52.6	45.9	44.1	44.2	37.4	44.0	54.4	49.5
f'	46.0	40.8	48.8	42.3	40.8	39.5	30.9	38.7	51.4	41.1
f_0	13.9	13.4	14.7	13.8	12.7	17.5	24.9	19.6	20.7	28.3
a_{Si}	23.0	19.2	22.3	21.9	19.2	22.6	20.5	21.0	20.4	22.1
a_{VI}	3.4	4.0	1.4	5.0	3.6	0	2.2	1.4	3.0	0
a_{VI}^{3+}	15.0	14.2	13.8	14.2	15.0	15.2	15.4	15.6	15.0	15.4
a_{Ca}	29.0	30.2	26.9	30.2	29.7	31.0	30.2	31.2	28.0	25.5
$TiO_2, \text{вс. \%}$	2.30	2.12	2.30	1.35	2.80	3.42	2.10	1.86	0.18	0.77

этапов минералообразования к поздним. Наиболее низкой степени метаморфизма соответствуют биотиты из зон вторичного расщелачивания верховья р. Курунг-Хоонку. От биотитов, регрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации пород водораздела рр. Сеймдые-Тимптон, они отличаются значительно более низким содержанием TiO_2 и гораздо более высокой величиной f_0 (табл. 6). Парагенезисы регрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации пород водораздела рр. Сеймдые-Тимптон принадлежат ко времени образования структур восьмой, а верховья р. Курунг-Хоонку - девятой генерации. Поэтому наблюдаемые различия составов биотитов могут соответствовать изменению условий их образования как в пространстве, так и во времени или определяться тем и другим.

А м ф и б о л ы. Подобно биотитам, кристаллизация амфиболов происходила в широком диапазоне времени, соответствующем формированию всех структурных форм первого и второго циклов деформаций. Они имеют те же, что и биотиты, особенности распределения в породах Нимнырского блока. В анализированных фракциях амфиболов ранней стадии второго тектоно-метаморфического цикла могут присутствовать и более поздние, новообразованные амфиболы. Приведенные в табл. 7 характеристики роговых обманок (обр. ЗН-10, 105, 141; 509-8), судя по структурным и петрографическим критериям, должны наиболее строго отвечать термодинамическим условиям соответствующих этапов минералообразования.

Известно, что содержание Fe и Mg в амфиболах находится в прямой зависимости от химизма вмещающей породы и не является функцией температуры и давления (Закруткин, 1961; Гинзбург, 1961; Никитина, Хильтова, 1964).

Роговые обманки гранитоидов Верхнеэгетинской зоны (пятый этап минералообразования) и регрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации пород (шестой этап минералообразования) значительно отличаются от всех остальных величиной f_0 . Возможно, что высокая величина окислительного потенциала привела к снижению железистости роговых обманок в гранитоидах Верхнеэгетинской зоны, которые являются наиболее магнезиальными из всех анализированных нами роговых обманок. Такая связь была продемонстрирована Г.Чиннером (Chinner, 1960) для биотитов.

Давно было обращено внимание на увеличение количества TiO_2 в роговых обманках с возрастанием степени метаморфизма (Groves, 1935; Ramberg, 1952; Eskola, 1952; 1957; Binns, 1965; Закруткин, 1968, и др.). Однако по содержанию TiO_2 существенно отличаются только роговые обманки регрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации пород. На рис. 40 приведено содержание TiO_2 в анализированных породах и роговых обманках.

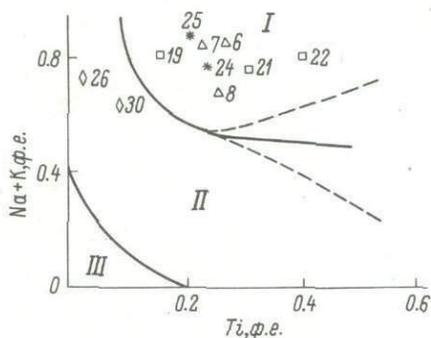


Рис. 41. Соотношение Ti и щелочей в амфиболах (Закруткин, 1968).

Фации: I - гранулитовая, II - амфиболитовая и эпидото-амфиболитовая, III - зеленосланцевая. Остальные обозначения те же, что на рис. 40.

Особенности структурного состояния и состава полевых шпатов

Номера образцов	Циклы	Стадии	Этапы минералообразования	Калиевые и полевые				
				$\Delta\rho$	$-2V^0(x)$	микроструктурная решетка	Аб в твердом растворе	валовый вес
								Na_2O
Нимнырская свита								
1006	Первый	Строго не установлены		0	67; 68	Не обн.	2-3	3.31
1144				0	70	" "	0	2.96
1141				0	67; 83-84	" "	4	2.23
1141-1				0	78; 79	" "	5	2.67
1159				0	65	" "	4	2.18
1739-1				0	75; 81-88	" "	4	2.58
Федоровская								
1775				0	65; 69; 70; 74; 76; 80	Не обн.	2-3	2.42
1787-1				0.5	57; 59	" "	4	2.73
1670				0	65; 79	" "	4	1.60
1672-3				0	-	" "	5	1.83
1240				0	75	" "	2-3	2.12
1242-6				0	62; 65	" "	0	2.85
Зоны аллохимического метаморфизма,								
3Н-13		Ранняя	Четвертая	0	-	Не обн.	2-3	2.25
3Н-14				0	72; 77		11	1.74
Водораздел рр.								
1235-9	Второй	Поздняя	Шестая	0	67; 71	Пятнистая	2-3	2.19
1241				0	85-87	"	5	2.14
1227-9				0	72; 85-87	Сплошная	5	1.68

Примечание. $\Delta\rho$ - рентгеновская триклинность,

$$K_p = \frac{\text{мол.}\% \text{ Аб в KFSr}}{\text{мол.}\% \text{ Аб в Pl}}$$

шпаты		Плагиоклазы				По методу Т.Ф.Барга (1962)	
состав, %		Ab, мол.%	Ab в Pl, мол.%	$2V^{\circ}Ng (\frac{x}{y})$	J.J.	κ_p	$T,^{\circ}C$
K ₂ O	Ab						
ингрской серии							
11.28	27.8	30.6	68	91; 93	70	0.46	740
11.24	28.5	28.5	80	85-87	-	0.36	620
12.62	18.4	20.7	74	88	-	0.28	560
12.05	23.1	25.7	73	95; 98	75	0.35	610
11.18	18.4	22.1	64	95	80	0.34	600
11.69	21.7	25.1	75	81	-	0.33	590
серия							
11.29	20.5	24.6	75	96; 100	60-80	0.33	590
12.16	23.1	25.4	69	95; 57	50-60	0.37	620
13.65	13.6	15.3	63	86	80	0.24	520
13.34	15.7	17.4	67	-	-	0.26	540
12.94	17.8	20.0	73	88	-	0.27	550
11.88	24.1	26.7	74	94; 98	50-70	0.36	620
Харьялаахская зона							
11.29	18.9	23.1	65	-		0.36	620
12.69	14.7	17.1	65	77; 80	100	0.26	540
Сеймдье и Тимптон							
13.01	18.4	20.2	90	85	100	0.22	500
11.84	17.8	21.3	66	82; 85	100	0.32	590
12.51	14.05	16.7	52	81-82	100	0.32	590

Упорядоченность плагиоклазов по данным дифрактометрии

Номера образцов	Циклы	Стадии	Этапы минералообразования	NPL	$2\theta_{131} - 2\theta_{\bar{1}31}$	$J. J.$			
Нимырская свита иенгрской серии									
1006	Первый		Строго не установлены	32	1.700	75			
1141				26	1.662	75			
1141-1				27	1.692	70			
1539				25	1.675	66			
Федоровская серия									
1775				25	1.700	60			
1787-1				31	1.500	-			
1670				37	1.825	40			
1672-3				33	1.700	75			
1240				27	1.694	67			
1242-6				26	1.688	64-65			
Зоны аллохимического метаморфизма, Харьялаахская зона									
3Н-13					Ранняя	Четвертый	35	1.738	70
3Н-14							35	1.800	48
Водораздел рр. Сеймдые и Тимптон									
1235-9	Второй			10	1.464	75			
1241				34	1.675	88-90			
1257-3				22; 37	1.750	50-70			
Верховье р. Курунг-Хоонку									
506-4				Поздняя		Шестой	31	1.694-1.700	74
509-5							31	1.569	100
509-8	22	1.582	80						

В прямой зависимости от степени метаморфизма находится содержание щелочей (Binns, 1965; Закруткин, 1968). На графике $\text{Na} + \text{K} - \text{Ti}$ роговые обманки первого тектоно-метаморфического цикла, ранней и промежуточной стадии второго цикла ложатся в поле гранулитовой фации. Роговые обманки из регрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации пород попадают в поле амфиболитовой фации (рис. 41). Следует отметить, что, по результатам рентгенометрических исследований, попадающие в поле гранулитовой фации роговые обманки несколько отличаются друг от друга (Гранулитовая фация..., 1972). Роговые обманки второго тектоно-метаморфического цикла (четвертый и пятый этапы минералообразования) соответствуют условиям амфиболитовой фации.

Характеристики a_{Si} , a_{VI} , $a_{\text{VI}^{3+}}$, a_{Ca} почти постоянны во всех анализированных роговых обманках. Наблюдается лишь незначительное понижение характеристики a_{Ca} в роговых обманках из регрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации пород.

Приведенные данные указывают на снижение термодинамических условий образования роговых обманок от первого тектоно-метаморфического цикла к поздним стадиям второго цикла. Роговые обманки первого тектоно-метаморфического цикла и ранней стадии второго цикла отличаются друг от друга только рентгенометрическими характеристиками.

К о р д и е р и т ы. В пределах Нимнырского блока кордиерит в основном распространен в высокоглиноземистых и глиноземистых гнейсах иенгрской серии. По данным химических анализов, f' кордиерита колеблется от 35 до 43%. Маложелезистый кордиерит наблюдался в безбиотитовых ассоциациях иенгрской серии в парагенезисах с гранатом, содержащим 35–38% пиропового компонента. Морфологически различается кордиерит двух типов: в виде крупных зерен различной формы и варьирующих размеров и в виде узких каемок вокруг различных минералов, чаще всего – шпинели. По показателям преломления они не отличаются друг от друга.

В связи с трудностью отбора кордиерита была сделана попытка определения их железистости путем измерения показателей преломления после нагревания кристаллов в течение 10 мин. при температуре 1000° , как было предложено Т.Ийямой (Jiyama, 1956). Оказалось, что кордиериты с f' равной, по данным химического анализа, 21 и 41%, имеют по показателям преломления, согласно диаграмме Т.Ийямы, одинаковую железистость (19–20%). В то же время выяснилось, что в наибольшей степени (до 0,011) после нагревания изменились показатели преломления у кордиеритов из регрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации пород, что, возможно, указывает на разные условия их образования и (или) воздействия на них последующих процессов. Следует отметить, что после нагревания не изменились показатели преломления у кордиеритов в ассоциации с гранатом, имеющим наиболее высокое содержание пироба. Заметно, но в меньшей степени, чем в регрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации породах, изменились показатели преломления у кордиеритов из гранитизированных глиноземистых гнейсов.

П о л е в ы е ш п а т ы. Калиевые полевые шпаты изучены на федоровском столике и методом порошка на рентгеновском дифрактометре ДРОН-1. Особенности структурного состояния и химического состава полевых шпатов сведены в табл. 8. Во всех изученных образцах калиевые полевые шпаты оказались ортоклазами (Байкова, 1969). Друг от друга они отличаются только по валовому содержанию альбита, хотя и здесь имеется некоторое перекрытие отдельных групп. Наиболее высоким валовым содержанием альбита характеризуются ортоклазы из ассоциаций

первого тектоно-метаморфического цикла. В пределах этой группы наблюдается несколько повышенное содержание альбита у ортоклазов из пород иенгрской серии. По валовому содержанию альбита калиевые полевые шпаты из зон аллохимического метаморфизма ранней стадии второго тектоно-метаморфического цикла и поздней его стадии существенно не отличаются друг от друга (табл. 8). В условиях регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации происходила перекристаллизация раннего ортоклаз-пертита с образованием ортоклаза, содержащего заметно меньшее количество альбита в виде пертитов, при близком содержании его в твердом растворе.

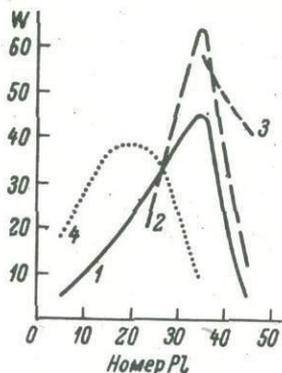


Рис. 42. Кривая распределения частоты встречаемости плагиоклазов различной основности.

Плагиоклазы из пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации: 1 - биотит-гранат-ортоклазо-кордиеритовая субфация с ассоциациями гиперстен-ортоклазо-кордиеритовой (первый и второй этапы минералообразования), 2 - биотит-гранат-ортоклазо-кордиеритовая субфация (второй этап минералообразования), 3 - роговообманково-гранулитовая субфация (четвертый этап минералообразования); плагиоклазы из пород, регрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации: 4 - шестой этап минералообразования.

Плагиоклазы изучены методом рентгеновского дифрактометра и оптически (по $2V$). Дифрактограммы записывались на дифрактометре ДРОН-1 на интервале 2θ , отвечающему пикам 131 и $1\bar{3}1$ (табл.9). Величины упорядоченности определялись на диаграмме ($2\theta_{131} - 2\theta_{1\bar{3}1}$) - N плагиоклаза (Smith, Yoder, 1956), модифицированной Д.Слеммонсом (Slemmons, 1962), который предложил количественную оценку порядка-беспорядка в плагиоклазах (индекс упорядоченности - $J.J.$).

Принимается, что для структурно неупорядоченных высокотемпературных типов плагиоклаза $J.J. = 0$, для максимально упорядоченных $J.J. = 100$. Д.Слеммонс (Slemmons, 1962) предложил использовать $2V$ для оценки структурного состояния плагиоклазов и показал хорошую сходимость оптического и рентгеновского методов, что в целом подтверждается нашими данными (табл. 8, 9) при определении упорядоченности плагиоклазов по диаграмме $2V_x - N$ плагиоклаза (Галибин и др., 1972). Номер плагиоклаза определялся иммерсионным методом по диаграмме В.Б.Татарского (1956). По степени упорядоченности существенно отличаются лишь плагиоклазы из пород, регрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации (табл. 8, 9). Последнее обстоятельство свидетельствует о более низких температурах кристаллизации этих плагиоклазов, что в целом находится в соответствии с определенными по методу Т.Ф.Барта температурами кристаллизации рассмотренных плагиоклазов.

Частота встречаемости плагиоклазов разной основности приведена на рис.42. Следует отметить, что наиболее выдержанный состав плагиоклаза (№№ 35-42) характерен для Харьялаахской зоны аллохимического метаморфизма.

§ 3. РАВНОВЕСНЫЕ ПАРЫ МИНЕРАЛОВ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕРМОМЕТРИИ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА

Для определения условий кристаллизации пород исследовались распределения Fe, Mg и ряда других элементов в сосуществующих парах минералов. Теоретические основы распределения элементов в сосуществующих минералах и возможности использования распределений для построения геотермометров и геобарометров разработаны и изложены многими исследователями (Ramberg, 1952; Kretz, 1959, 1961, 1964; Barth, 1962; Frost, 1962; Albee, 1965; Перчук, 1967а, 1967б, 1970; Saxena, 1968а, 1968б, 1969; Chakraborty, 1969; Маракушев, 1969; Никитина и др., 1972). В настоящей работе кратко рассмотрены пары: гранат-биотит, гранат-гиперстен, биотит-гиперстен, плагиоклаз-калиевый полевой шпат, плагиоклаз-амфибол, гранат-кордиерит.

Г р а н а т - б и о т и т. Среди изученных пар минералов особое значение имеет пара гранат-биотит, так как эти минералы присутствуют как в породах первого тектоно-метаморфического цикла, так и в регрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации породах второго цикла.

Применение этой пары для целей термометрии основано на распределении Fe и Mg между гранатом и биотитом, которое подчиняется закону равновесного распределения Нернста:

$$K_d = \frac{x_{Mg}^{\alpha} (1 - x_{Mg}^{\beta})}{x_{Mg}^{\beta} (1 - x_{Mg}^{\alpha})},$$

где x_{Mg} — концентрация Mg в минерале — является константой при постоянной температуре и давлении и должна изменяться с изменениями условий метаморфизма. Впервые на зависимость $K_d^{Gr-Bt, Mg-Fe}$ от степени метаморфизма обратил внимание М.Фрост (Frost, 1962), который установил, что в породах гранулитовой фации метаморфизма коэффициент распределения Mg между биотитом и гранатом выше, чем в породах амфиболитовой фации. Основываясь на том, что распределение следует закону Нернста, М.Фрост вывел эмпирическую формулу для вычисления метаморфического индекса: $M = 5.6 - 1.5 \lg K_d$. Граница между гранулитовой и амфиболитовой фациями проведена им по величине индекса $M = 5.1$. Эта формула была использована Г.М.Друговой и В.А.Глебовицким (1965), В.Б.Дагелайским (Бондаренко, Дагелайский, 1968) для определения фациальной принадлежности пород. Результаты изучения распределения Mg в паре биотит-гранат из гнейсов Алданского щита и его обрамления подтвердили геологические выводы по выделению фаций, но Г.М.Другова и В.А.Глебовицкий пришли к выводу, что величина $M = 5.1$, очевидно, завышена, так как для гиперстенсодержащих пород центральной части щита $M < 5$. С.Сен и К.Чакраборти (Sen, Chakraborty, 1968) показали, что константа распределения Mg и Fe (K_d) определяется не только степенью метаморфизма, но и концентрацией Ca и Mn в гранате. Они рассмотрели гранат-биотитовые пары из пелитовых сланцев, относящихся к гранатовой, ставролитовой и силлиманитовой зонам (амфиболитовая фация), и вывели зависимость между отношением $(Ca/Mn)^{Gr}$ и K_d для различных ступеней метаморфизма: $(Ca/Mn)^{Gr} = -10.44 K_d + C$. Правда, этим выражением для выделения зон мета-

Таблица 10

Величины метаморфических индексов M , C , K_d и температуры образования равновесий гранат-биотит

Номера образцов	Циклы	Стадии	Этапы минералообразования	По М.Фросту (Frost, 1962) M	По С.Сен, К.Чакраборти (Sen, Chakraborty, 1968)			По Перчуку, 1967					
					K_d	$Mg-Fe^{2+}$	$(Ca/Mn)^{Gr}$	C	$Mg : (Mg + Fe + Mn)$		K_d^{Gr-Bt} $Mg-Fe$	$T, ^\circ C$	
									гранат	биотит			
Нимнурская свита иенгрской серии													
1030	Первый	Строго не установлены		4.95	0.370	0.81	4.65	0.367	0.64	0.363	710		
1067			4.8	0.293	0.30	3.35	0.280	0.592	0.268	660			
2071			5.9	0.347	3.00	6.62	0.354	0.611	0.349	710			
Федоровская и тимптонская серии													
1808-3						4.8	0.311	4.74	7.95	0.258	0.520	0.321	680
1827						4.9	0.311	3.14	6.38	0.199	0.436	0.321	670
1304-4						4.8	0.302	3.20	6.35	0.227	0.490	0.306	670
1304-5				4.8	0.282	8.92	11.92	0.259	0.537	0.302	670		
1982-4				4.8	0.332	4.66	8.02	0.277	0.537	0.330	680		
Водораздел рр. Тимптон-Сеймдье													
1227-9	Второй	Поздняя	Шестой	4.8	0.367	1.54	5.31	0.224	0.427	0.387	685		
1257-3				4.7	0.266	4.04	4.04	0.140	0.382	0.262	630		

Примечание. В обр. 1067 зафиксировано высокое содержание Mn в гранате; в обр. 1227-9 гранат и биотит, по-видимому, неравновесны.

морфизма можно пользоваться при отношениях Ca/Mn в гранате, равных 0.4–3.5. Границу между силлиманитовой и гранат–ставролитовой зонами они провели условно для $C = 4$. Влияние кальциевости и марганцовистости гранатов на K_d^{Gr-Bt} при постоянных температуре и давлении отмечали также и другие исследователи (Albee, 1965; Кориковский, 1967; Перчук, 1967a). Как показали А.Л.Олби и С.П.Кориковский, с возрастанием содержания Mn в гранате резко возрастает магнезиальность биотита.

И.М.Фрост (Frost, 1962), С.Сен и К.Чакраборти (Sen, Chakraborty, 1968) дают качественную оценку условий метаморфизма, используя константу распределения Fe и Mn между гранатом и биотитом.

Л.Л.Перчук (1967a) на этой же основе, опираясь на ранее предложенные геотермометры, разработал геотермометры для большинства пар минералов, в том числе для пары гранат–биотит.

Величины метаморфических индексов M , C и K_d и температуры образования равновесий гранат–биотит для изученных образцов приведены в табл. 10.

Использование методов М. Фроста, С.Сена и К.Чакраборти не позволяет выявить различий в степени метаморфизма пород, возникших на разных этапах развития района. Особенно это относится к последнему методу, так как вариации в отношениях Ca/Mn в гранате очень велики (0.3–8.9), и, судя по величине C , все изученные породы относятся к силлиманитовой зоне, включая регрессивно метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации породы. Метаморфические индексы М.Фроста также близки по абсолютным значениям, но намечаются небольшие различия между группами пород, которые проявляются и в величинах K_d^{Gr-Bt} и температурах образования.

Рассмотрим более подробно эту пару минералов с точки зрения содержания главных породообразующих элементов и распределения Ca и Mn между гранатом и биотитом и влияние кальциевости и марганцовистости на K_d .

Соотношение железистости граната и биотита показано на рис. 43, из которого следует, что пары из гнейсов иенгской серии (№№ 3–5) легли на одну прямую, а остальные – на другую, более пологую прямую. Такое разделение точек может быть вызвано различиями в термодинамических условиях, а именно тем, что породы иенгской серии были первоначально метаморфизованы при более высоких температуре и давлении. Отклонение т. 27 объясняется, по-видимому, отсутствием равновесия между гранатом и биотитом.

Более сложная картина видна на треугольной диаграмме $Mg-(Ca+Mn)-Fe$ (рис. 44), где учитываются соотношения четырех элементов, включая Ca и Mn . Пересечение соединительных линий на диаграмме, как пока-

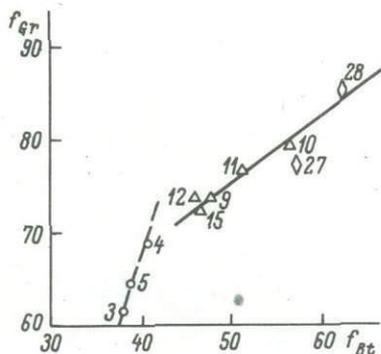


Рис. 43. Корреляция железистости биотита и граната в изученных породах.

Обозначения те же, что и на рис. 29.

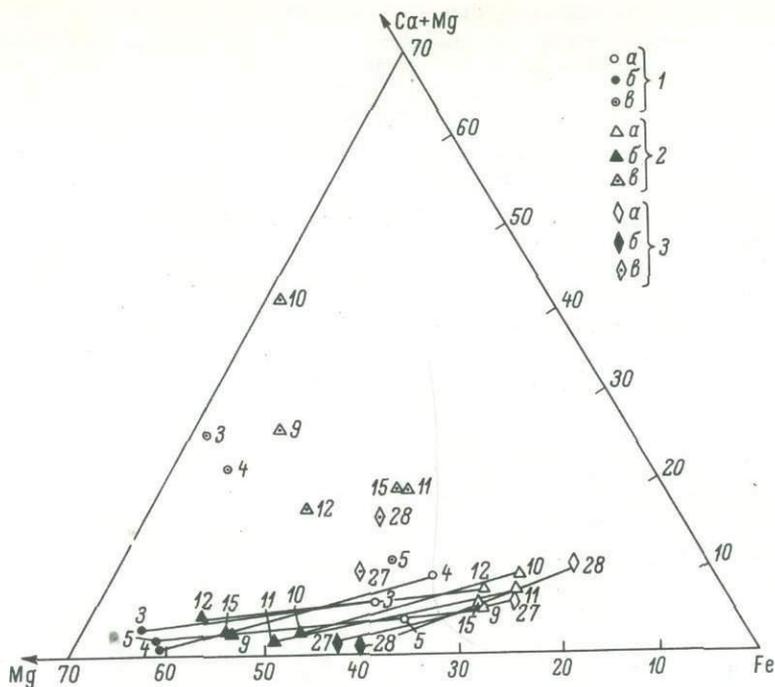


Рис. 44. Диаграмма Mg-(Ca + Mn)-Fe для пары гранат-биотит.

Минералы из пород гранулитовой фации: 1 - биотит-гранат-ортоклазо-кордиеритовая субфация (первый и второй этапы минералообразования), 2 - биотит-гранат-ортоклазо-кордиеритовая субфация (второй этап минералообразования); минералы из пород регрессивной амфиболитовой фации: 3 - силлиманит-альмандин-мусковитовая субфация (шестой этап минералообразования): состав; а - граната, б - биотита, в - породы.

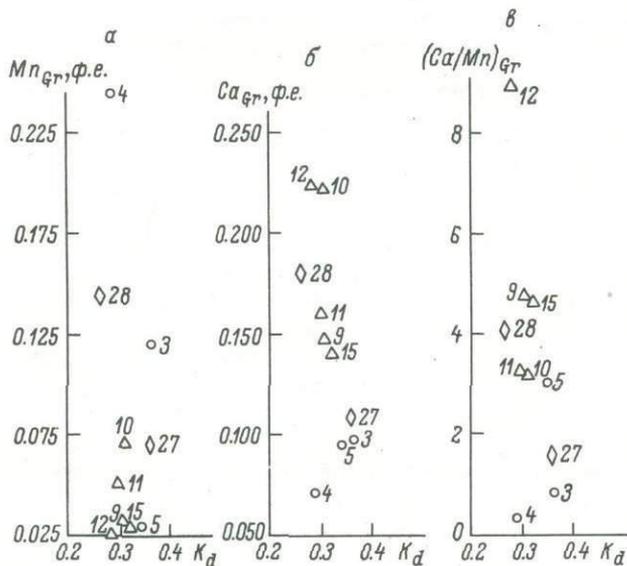


Рис. 45. Диаграммы $K_d - Mn$ (а), $K_d - Ca$ (б) и $K_d - Ca/Mn$ (в) в гранате. Обозначения те же, что на рис.29.

зал М.П.Атертон (1967б), свидетельствует, вероятно, о влиянии на распределение не только состава пород, но и степени метаморфизма. Из диаграммы видно, что суммарное содержание Са + Мп в породе не влияет на содержание этих элементов в гранате и биотите, и содержание их выше в гранате, чем в биотите. Из нее следует также, что чем выше содержание Са + Мп в гранате, тем меньше оно в биотите.

Влияние кальциевости и марганцовистости гранатов на коэффициент распределения Mg и Fe между гранатом и биотитом изучено нами для десяти пар.

Согласно этим данным, изменение содержания Са и Мп в гранатах из пород близкого состава существенно не изменяет коэффициента распределения (рис.45).

Следует отметить, однако, что в отдельных случаях (например, обр. 1067, табл.10)

$K_{d \text{ Mg-Fe}}^{\text{Gr-Bt}}$ сильно изменяется за счет высокого содержания Мп в гранате, что приводит к неверному определению температур по диаграмме Л.Л.Перчука. Следует отметить также, что $K_{d \text{ Mg-Fe}}^{\text{Gr-Bt}}$ искажается при неравновесности ассоциирующих минералов (обр. 1227-9).

Г р а н а т - г и п е р с т е н. Парагенезис гиперстена с гранатом характерен для ранней стадии первого тектоно-метаморфического цикла.

Впервые распределение Mg, Fe, Са и Мп между гранатом и гиперстеном при условии постоянства T и P исследовал Р.Кретц (Kretz, 1961). Он пришел к выводу, что влияние Са, Мп, Fe³⁺ в гранате и Al в гиперстене превосходит влияние температуры и давления на $K_{d \text{ Mg-Fe}}^{\text{Gr-Hyp}}$, поэтому эта пара не может быть геотермометром или геобарометром. По мере накопления аналитического материала исследователи изменили точку зрения и сочли возможным использовать пару гранат-гиперстен в качестве геотермометра и геобарометра (Перчук, 1967б, 1968). В то же самое время Л.Л.Перчук отмечает сложность равновесия и предварительность его рассмотрения.

Соотношение железистости граната и гиперстена представлено на рис. 46. Линейная зависимость указывает на равновесность распределения. Тем не менее данные по температурам и давлениям, которые определены с помощью диаграмм, построенных Л.Л.Перчуком (1967а, 1967б, 1968), противоречивы (табл. 11). Кроме того, температуры, определенные по этой паре минералов, существенно отличаются от температур, полученных по гранат-биотитовому термометру для одной и той же породы (ср. табл. 10, 11). На коэффициент распределения Mg и Fe между гранатом и гиперстеном значительное влияние оказывает содержание Са и Мп в гранате (обр. 1067, табл. 11). Вероятно, для того чтобы эта пара могла применяться в качестве индикатора условий метаморфизма, требуются дополнительные исследования.

Б и о т и т - г и п е р с т е н. Эта пара минералов довольно широко распространена в породах района, но изучена она главным образом в ассоциации гранат-гиперстен-биотит.

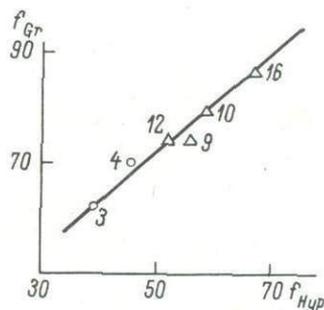


Рис. 46. Диаграмма корреляции общей железистости f гиперстена и граната.

Обозначения те же, что на рис. 29.

Таблица 11

Данные по температурам и давлениям образования равновесий гранат-гиперстен первого тектоно-метаморфического цикла (по Л.Л.Перчуку)

Номера образцов	Mg : (Mg + Fe + Mn)		Gr - Hyp Ka Mg - Fe	T, °C	P, кбар
	гранат	гиперстен			
Нимнырская свита иенгрской серии					
1030	0.368	0.602	0.385	700	
1067	0.281	0.542	0.330	745	
Федоровская и тимптонская серии					
1808-3	0.257	0.442	0.406	680	9
1827	0.204	0.413	0.364	710	
1304-5	0.259	0.473	0.389	710	
1978-2	0.162	0.364	0.337	710	
1986	0.129	0.333	0.296	760	

Таблица 12

Данные по составам и температурам образования равновесий биотит-гиперстен (по Л.Л.Перчуку)

Номера образцов	Циклы	Стадии	Этапы минералообразования	Mg : (Mg + Fe + Mn)		T, °C
				биотит	гиперстен	
Нимнырская свита иенгрской серии						
1030	Первый	Строго не установленны		0.617	0.602	725
1067				0.594	0.542	700
				Федоровская и тимптонская серии		
1808-3	Первый	Строго не установленны		0.521	0.442	680
1827				0.437	0.413	650
1304-5				0.538	0.473	675
Зоны аллохимического метаморфизма, Харьялаахская зона						
3Н-8	Второй	Ранняя	Четвертый	0.536	0.505	680
3Н-105				0.618	0.492	650

Температуры, определенные по биотит-гиперстеновому геотермометру, в основном совпадают с температурами, полученными по гранат-биотитовому геотермометру для тех же пород (табл. 12). Температуры образования равновесий биотит-гиперстен в зонах аллохимического метаморфизма ранней стадии второго тектоно-метаморфического цикла (четвертый этап минералообразования) близки к температурам образования равновесий этой пары в породах федоровской и тимптонской серий (первый тектоно-метаморфический цикл) или несколько ниже.

Плагноклаз-калиевый полевой шпат. Минеральная пара плагноклаз-калиевый полевой шпат использовалась для определения температуры образования полевых шпатов по методу Т.Ф. Барта (1962). Этот метод основывается на зависимости коэффициента распределения N_d между калиевым полевым шпатом и плагноклазом:

$$K = \frac{\text{мол. \% Ab в Kfs}}{\text{мол. \% Ab в Pl}}$$

Температуры, определенные по этому методу, в целом ниже температур, полученных по другим термометрам, но обнаруживают ту же тенденцию к понижению от древних образований к молодым (табл. 8). Самая высокая температура (740°) фиксируется в гиперстен-биотитовом гнейсе из нимырской свиты (ранняя стадия первого тектоно-метаморфического цикла), минимальная (500°) - в биотит-амфиболовом гнейсе, регрессивно метаморфизованном в условиях амфиболитовой фации (поздняя стадия второго тектоно-метаморфического цикла, шестой этап минералообразования).

Плагноклаз-амфибол. На основании распределения Ca между плагноклазом и роговой обманкой определены температуры образования пород (табл. 13). Для пород федоровской серии они близки к температурам, определенным по паре гранат-биотит, для других - ниже и совпадают с температурами, которые были получены по методу Т.Ф. Барта.

Гранат-кордиерит. Эта ассоциация представляет особый интерес. П.Эскола (Eskola, 1915), а затем Г.Чиннер (1963) и В.С.Соболев (Соболев, 1960, 1961) установили, что железистость граната и кордиерита зависит от давления, и показали возможность использования этого парагенезиса в качестве геобарометра.

А.А.Маракушев (1965) на основании изучения гранат-кордиерит-ортоклазовой ассоциации, выделил пять фаций глубинности, в том числе алданскую (для центральной части Алданского щита). В настоящее время построены количественные диаграммы для этого равновесия (Перчук, 1970; Глебовицкий и др., 1972).

Зависимость состава кордиерита и граната от давления была экспериментально изучена Б.Хенсеном и Д.Грином (Hensen, Green, 1970, 1971, 1972). Они показали незначительную зависимость равновесия гранат-кордиерит от температуры и подтвердили возможность использования ассоциации гранат-кордиерит в качестве геобарометра.

Из изученных восьми пар гранатов и кордиеритов, приведенных в табл. 14, шесть принадлежат первому тектоно-метаморфическому циклу, хотя одна из них (обр. 708), вероятно, характеризует регрессивно метаморфизованную в условиях амфиболитовой фации породу, а две последние относятся ко второму тектоно-метаморфическому циклу (регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации, шестой этап минералообразования).

Таблица 13

Данные по составам и температурам образования равновесий амфибол-плаггиоклаз (по Л. Л. Перчуку)

Номера образцов	Циклы	Стадии	Этапы минералообразования	$(Ca:Ca+Na+K)Am$	Содержание Ап в Pl	T, °C	
Федоровская серия							
1191 2128-8	Первый	Строго не установлены		0.71 0.70	45 39	680-690 650	
Зоны аллохимического метаморфизма, Харьялаахская зона							
3Н-10 3Н-105 3Н-141	Второй	Ранняя	Четвертый	0.69 0.70 0.68	35 34 37	600 590 640-650	
Зоны аллохимического метаморфизма, Верхнеэгетинская зона							
107-4 342		Промежуточная	Пятый	0.70 0.68	28 30	550 570	
Водораздел рр. Тимптон-Сеймдые							
1241				0.72	31	550	
Верховье р. Курунг-Хоонку							
509-8		Поздняя	Шестой	0.74	26	510	

Судя по показателям преломления, кордиериты из пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации (первый тектоно-метаморфический цикл), имеют довольно постоянный состав, но, с другой стороны, состав гранатов в ассоциации с ними меняется, причем железистость гранатов в ассоциации с кордиеритом выше в биотитсодержащих разновидностях. По-видимому, по показателям преломления нельзя судить о составе кордиерита (Лутц, 1966). Это заключение подтверждается тем, что кордиериты, имевшие одинаковые показатели преломления, в различной степени изменили показатели преломления после нагревания в течение 15 мин. при температуре 1000°. Этот факт может свидетельствовать о том, что изученные минералы были образованы в различных условиях и увеличение железистости кордиеритов и ассоциирующих с ними гранатов в породах, регрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, связано, вероятно, со снижением давления.

Железистость граната и кордиерита в силлиманит-гранат-кордиеритовых ассоциациях

Номера образцов	Циклы	Стадии	Этапы минералообразования	Гранат		Кордиерит			Ассоциация
				<i>N</i>	<i>f</i>	<i>Ng</i>	<i>Np</i>	<i>f</i>	
Верхнеалданская свита иенгрской серии									
1144	Первый	Строго не установлены		1,783	67.7*	1,543	1,534	35.0*	Gr _{62,7} - Cord _{35,0} - Sill - Pl ₂₀ - - Or - Qu - Sp
726			1,786	61.9*	1,544	1,534	36.3*	Gr _{61,9} - Cord _{36,3} - Sill - Pl ₁₈ - - Or - Qu - Sp	
307			1,791	71.5	1,546	1,535	39.0	Gr _{71,5} - Cord _{39,0} - Bt - Pl - - Or - Ou - Sp	
1739-1			1,788	69.0	1,544	1,535	36.3	Gr _{69,0} - Cord _{36,3} - Sill - Bt - - Pl ₁₆ - Or - Qu - Sp	
1569-2			1,791	71.5	1,543	1,533	35.0	Gr _{71,5} - Cord _{35,0} - Sill - Bt - Pl - - Or - Qu - Sp	
708			1,800	79.5	1,551	1,541	46.5	Gr _{79,5} - Cord _{46,5} - Sill - Bt - - Pl - Or - Qu - Sp	

Таблица 14 (продолжение)

Номера образцов	Циклы	Стадии	Этапы минералообразования	Гранат		Кордиерит		Ассоциация
				N	f	Ng	Np	
1227-9	Второй	ВВНДБСЦ	Шестой	1.801	77,0*	1.549	1.537	Gr _{77,0} - Cord _{42,7} - Bt _{57,0} - Pl ₆₄ - Or - Qu - Mu - Sil
1231-1				1.803	82,0	1.551	46,5	Gr _{82,0} - Cord _{46,5} - Sil - Pl ± Or

Верховье р. Курунг-Хоонку

Примечание. Железистость определена по данным химических анализов; железистость кордиерита, кроме отмеченных звездочкой, определена интерполяцией.

Таким образом, изучение сосуществующих пар минералов позволило определить по геотермометрам Т.Ф. Барта и Л.Л.Перчука температуры минералообразования на разных этапах метаморфизма (табл. 15). Использование геотермометров для определения температур минералообразования на разных этапах не дает возможности оценить абсолютные значения температур, но показывает относительные различия и тенденцию в снижении температур от второго этапа к шестому. Из табл. 15 видно, что двуполевошпатовый геотермометр дает в общем сходные, с небольшими вариациями, температуры для всех этапов. По гранат-биотитовому, гиперстен-биотитовому, амфибл-плагиоклазовому геотермометрам от третьего этапа к шестому наблюдается снижение температуры. Но температуры, определенные по разным геотермометрам для одного этапа метаморфизма и даже для одного образца, оказываются часто неоднозначными. Такой разницей в оценке температур возникает по разным причинам. На коэффициент распределения элементов в парах минералов влияет, кроме T и P , состав сосуществующих минералов и пород. Как было показано выше, на коэффициент распределения Fe и Mg между гранатом и биотитом, гранатом и гиперстеном оказывает влияние содержание Ca и Mn в гранате. Занижение температур в породах, претерпевших полиметаморфическую историю, по-видимому, связано с перераспределением Fe и Mg в сосуществующих железо-магнетизальных минералах, а в

Температуры различных этапов минералообразования
по данным различных геотермометров

Этапы мета- мор- физма	Двуполево- шпатовый геотермо- метр Т.Ф. Барта	Геотермометры Л.Л.Перчука			
		гранат- биотитовый	гиперстен- биотитовый	гиперстен- гранатовый	амфибол-пла- гиоклазовый
Второй	520-740°	670-710°	700-725°	680-710° (745°)	650-690°
Четвер- тый	540-620	-	650-680	-	590-650
Пятый	-	-	-	-	550-570
Шестой	500-590	630-685	-	-	510-550

полевых шпатах-Na, K и Ca в соответствии с условиями поздних, регрессивных, этапов метаморфизма, причем это перераспределение не всегда оказывалось равновесным или могло заканчиваться для разных пар минералов при неодинаковых условиях. Именно поэтому представляется возможным получение разных температур для минералов одного парагенезиса.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
 ФОРМАЦИИ ФЛОГОПИТОНОСНЫХ
 МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ
 ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ШИТА

Флогопитоносные магнезиальные скарны, состоящие из диопсида, шпинели, паргасита, флогопита, кальцита, скаполита и ряда аксессуарных минералов, обычно называют диопсидо-шпинелевыми, диопсидо-флогопитовыми или просто диопсидовыми породами. Это определяется в значительной мере отсутствием единой точки зрения на генезис данных пород, которые рассматриваются как скарновые образования магматической и послемагматической стадий (Коржинский, 1955; Маракушев, 1958; Шабынин, 1960, 1966, 1973; Лицарев, 1961), продукты перекристаллизации первично-осадочных пород (Галюк, 1957; Сердюченко, 1959; Сердюченко и др., 1960) и продукты проявления фронта базификации (Судовиков, 1956, 1959; Михайлов, Климов, 1959). Попытка совмещения этих точек зрения сделана Д.А.Михайловым (1960а, 1973). Основываясь на признаках разновозрастности диопсидовых пород (данные изотопного возраста, пересечения тел, явления будинажа), этот автор в пределах центральной части Алданского шита выделил три группы диопсидовых пород: 1) метаморфические диопсидовые породы, возникшие в процессе прогрессивного регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций; 2) биметасоматические диопсидовые породы, локализованные в контакте карбонатных и алюмосиликатных пород; 3) диопсидовые жильные метасоматиты, образующие жильные тела и замещающие различные алюмосиликатные породы. К сожалению, в работе отсутствуют данные, подтверждающие первично-осадочное происхождение первой группы диопсидовых пород и гидротермально-метасоматический генезис жильных метасоматитов. Кроме того, возрастное расчленение биметасоматических и жильных пород, по нашему мнению, нуждается в более серьезной аргументации.

Детальное исследование зонального строения флогопитоносных диопсидовых пород (Маракушев, 1958; Михайлов, 1960а, 1960б, 1973; Лицарев, 1961; Мурзаев, 1966; Салье и др., 1966), состава слагающих их минералов (Шабынин, 1969, 1973) и закономерностей их изменения в парагенетических ассоциациях, а также сопоставление полученных сведений с данными по магнезиальным скарнам малых глубин убеждают в том, что эти породы должны рассматриваться как типичные представители формации магнезиальных скарнов больших глубин, что впервые было показано Д.С.Коржинским (1955). Разновозрастность этих образований не опровергает их генетического единства, так как полицикличность развития всего комплекса пород определяет появление разновозрастных групп гранитоидов, со становлением каждой из которых могло быть связано образование магнезиальных скарнов. Важно отметить, что эволюция

термодинамических условий в ходе геологического развития изученных метаморфических комплексов пород от гранулитовой к амфиболитовой фациям (гл. 1У) характерна и для условий становления разновозрастных групп гранитоидов. Следовательно, общая регрессивная направленность развития метаморфического комплекса могла и должна была найти свое отражение в минеральном составе скарнов, слагающих разновозрастные диопсидовые породы, и в первую очередь – в составе главного породообразующего минерала – диопсида.

Новым в аспекте определения места и времени образования формации флогопитоносных магнезиальных скарнов в геологической истории региона, а также в вопросах структурной локализации месторождений является следующее.

1. Проведенными структурными исследованиями (гл. III) выявлена связь флогопитоносных магнезиальных скарнов со вторым этапом образования зон вторичного расщелачивания второго тектоно-метаморфического цикла, что соответствует средней, заключительной, стадии его развития. Возрастное положение, аналогичное магнезиальным скарнам, занимают ранние, верхнеэгетинские гранитоиды второго тектоно-метаморфического цикла. Становление этих гранитоидов, перекристаллизация и минералообразование в разновозрастных с ними зонах вторичного расщелачивания (роговая обманка, диопсид) и образование диопсидо-роговообманковых и диопсидо-полевошпатовых пород, аналогичных околоскарновым породам месторождений, соответствовали условиям, пограничным между роговообманково-гранулитовой субфацией гранулитовой фации и амфиболитовой фацией. От времени становления аляскитовых гранитов раннего геотектонического цикла, с которыми обычно генетически связывают образование флогопитоносных магнезиальных скарнов (Лицарев, 1961, 1962), они отделены: а) формированием складок третьей генерации, б) образованием вертикальных флексур и ранних зон вторичного расщелачивания. Это обстоятельство приводит к уточнению времени формирования промышленных месторождений по отношению к гранитоидам и указывает на их генетическую связь скорее всего с постмагматическими растворами гранитов ранней возрастной группы второго тектоно-метаморфического цикла. Эмпирическая закономерность, устанавливающая широкое развитие в продуктивных горизонтах магнезиальных скарнов в участках с обильными интрузиями гранитоидов (Лицарев, 1962; Швецов, Механшин, 1962) или в периферических частях полей гранитизации (Энтин, 1966),¹ по-видимому, вызвана тем, что под воздействием ранних аляскитовых гранитов могли образоваться магнезиальные скарны, не несущие промышленного оруденения. Кроме того, как показал опыт работы в междуречье Курунг-Хоонку-Эгене-Тимптон, в полях развития гранитоидов наряду с ранними аляскитовыми гранитами первого тектоно-метаморфического цикла присутствуют и ранние гранитоиды второго цикла. Выявленное возрастное положение метасоматитов и генетически связанных с ними гранитоидов, сформированных на средней, заключительной, стадии второго тектоно-метаморфического цикла, несколько противоречит классической концепции о фронтах базификации и гранитизации повторных эпох диастрофизма, в которой железо-магнезиально-кальциевые метасоматиты рассматриваются как образования, отвечающие наиболее ранним тектоническим движениям второй эпохи диастрофизма (Судовиков, 1956; Другова и др., 1959). Несоответствие условий формирования флогопитовых месторождений их положению в общей схеме последовательности событий Н.Г.Судовикова подчеркивал М.А.Лицарев (1962, стр. 350), от-

¹ В работе А.Р.Энтина поля развития гранитоидов рассматриваются как поля гранитизации.

мечавший общую регрессивную направленность процесса становления скарнов, что полностью подтверждается результатами исследований. Регрессивная направленность метаморфических процессов устанавливается и в период, непосредственно предшествовавший образованию магнезиальных скарнов. Однако нельзя согласиться с представлением Д.А.Михайлова о формировании магнезиальных скарнов („жильные метасоматиты“, по Михайлову, 1973) в связи с развитием регионального диафтореза амфиболитовой фации. Наименее обоснованным является главное положение Д.А.Михайлова о связи наложенного метаморфизма амфиболитовой фации с новым геотектоническим циклом (региональный диафторез). Судя по данным специальных структурно-метаморфических исследований (гл. II-1У), формирование флогопитоносных магнезиальных скарнов связано с регрессивной стадией второго тектоно-метаморфического цикла, начавшегося в условиях гранулитовой фации. Именно этим объясняется широко известная эмпирическая закономерность приуроченности месторождений флогопита к гранулитовым комплексам определенных давлений.

2. Флогопитоносные магнезиальные скарны расположены в местах пересечения продуктивных горизонтов зонами вторичного рассланцевания. В случае пересечения складчатых структур продуктивных горизонтов зонами вторичного рассланцевания под прямым или косым углами метасоматические диопсидовые тела располагаются: а) вдоль контакта карбонатных пород с алюмосиликатными; б) параллельно осевым поверхностям обычно довольно сжатых складок продуктивных горизонтов - второй этап деформаций. Примерами такой локализации являются Куранахская и Леглиерская группы месторождений.

Структурные исследования в районах Куранахской группы месторождений показали, что основными складчатыми структурами здесь являются две равномасштабные, прямые, сравнительно открытые складки: Хвойная антиформная складка и синформная складка руч. Структурного - структуры второго этапа деформаций (Салье и др., 1966, рис. 1). Более мелкой продольной складчатой формой является синформная складка участка Зимнего. Шарниры складок имеют субгоризонтальное положение с общим наклоном к востоку. Тенденция к замыканию в северном крыле Хвойной антиформы карбонатных горизонтов в районе месторождения Поискового, так же как и наличие в северном карбонатном горизонте продольных, опрокинутых к северу асимметричных складок, указывает на возможное присутствие здесь изоклиналиной складки более ранней генерации (структуры первого этапа деформаций). Такая складка отмечалась Б.П.Фоменковым (1958). Однако, если опираться на рисунок асимметричных складок, она имеет синклиналиную, а не антиклиналиобразную форму, как это предполагал Б.П.Фоменков. Наряду с продольными дополнительными складками второго этапа деформаций в отдельных пачках пород, главным образом карбонатных, распространены поперечные складки (месторождение Угольное). Все отмеченные выше структуры секутся зонами вторичного рассланцевания северо-западного, северо-восточного, реже меридионального простиранья. Зоны пересекают различные разновидности пород федоровской свиты и граниты. Здесь происходят перекристаллизация амфибола и диопсида и новообразование диопсида, частью скаполита. Б.П.Фоменков отмечал новообразование этих минералов только в субширотных разрывах. В отдельных случаях эти разрывы прерывают выходы карбонатных пород (месторождение Угольное). В зонах вторичного рассланцевания горизонты карбонатных и диопсидовых пород иногда присутствуют во вторичном залегании (месторождение Колтыкон-1). Рассматриваемые зоны вторичного рассланцевания имеют несомненно древнее заложение, однако в дальнейшем они неоднократно подновлялись.

С ними связаны новообразование хлорита, сульфидов, окварцевание. Возобновление движений вдоль этих разрывов сопровождалось буди́нажем метасоматических диопсидовых пород (месторождения Угольное, Колтыкон-1).

Флогопитоносные магнезиальные скарны приурочены к местам пересечения карбонатных горизонтов зонами вторичного рассланцевания и располагаются вдоль контакта карбонатных горизонтов с различными по составу сланцами федоровской свиты и гранитами. В целом месторождения образуют зону северо-западного простирания, косо расположенную по отношению к основным складчатым структурам. Наиболее крупные месторождения расположены на пересечении северо-западной и северо-восточной систем зон вторичного рассланцевания. Диопсидовые тела образовались позже раннего этапа формирования зон вторичного рассланцевания, так как прерывают их или (реже) располагаются вдоль них (месторождение Зимнее). Некоторые факты свидетельствуют о том, что движения по зонам происходили и в период рудообразования - развитие некоторых жил флогопита - по направлениям, совпадающим с простиранием этих зон.

Леглиерское месторождение расположено непосредственно к западу от рассмотренного в гл. II участка детальных работ. Как отмечалось, для этого района характерно субширотное простирание складчатых структур. По данным эксплуатационных работ, лишь в незначительной мере дополненных нашими наблюдениями, в пределах карьера месторождения выявляется субширотная антиформная структура второй генерации шириной более 100 м (рис. 47). Осевая поверхность складки опрокинута к северу. Шарнир ее имеет почти строгую горизонтальную ориентировку, погружаясь в западной части к западу, а в восточной - к востоку. В восточной стенке карьера по полосчатости и сланцеватости метасоматических диопсидовых пород (вероятно, миметическая кристаллизация) и по реликтам диопсидовых сланцев в гранитах улавливаются элементы переклиального замыкания. Антиформная складка осложнена продольными дополнительными складками шириной около 10 см с крутопадающими к северу осевыми поверхностями. Последние осложнены складками более высоких порядков. Широтные складки с крутопадающими осевыми поверхностями осложнены продольными по отношению к ним складками с горизонтальными осевыми поверхностями (структуры третьей генерации). Обе группы складок смяты в открытые субмеридиональные структуры с погружающимися к югу шарнирами - структуры второго тектоно-метаморфического цикла. Эти складки наиболее хорошо выражены в центральной части карьера. Наряду с субмеридиональными складками в центральной и западной частях карьера были встречены секущие субмеридиональные зоны вторичного рассланцевания, четко проявленные во вмещающих диопсидовое тело породах - гнейсах, сланцах и гранитоидах. Углы падения новообразованных сланцеватых текстур зон вторичного рассланцевания колеблются от 30 до 80°. Однако характерно как западное, так и восточное падение. Значительно реже аналогичное направление сланцеватости и полосчатости прослеживается и в самих диопсидовых породах. Основное поле развития метасоматических диопсидовых пород вытянуто в широтном направлении, соответствует ядерной части крупной антиклинальной структуры и локализовано в пределах продуктивного горизонта. В местах развития зон вторичного рассланцевания апофизы, отходящие от основного тела, ориентированы в субмеридиональном направлении, параллельно этим зонам.

Заканчивая на этом рассмотрение Леглиерского месторождения, следует отметить, что на простирании выявленной нами одной из серий зон вторичного рассланцевания (рис. 3) расположены крупные месторождения участка Снежного.

При субпараллельном расположении складчатых структур второй генерации и зон вторичного расслаивания (месторождение Эмельджак) наиболее крупные диопсидовые тела приурочены к ядрам антиклиналеобразных складок второго этапа деформаций, причем мелкие секущие жилы ориентированы различным образом в нормальных и опрокинутых крыльях и в ядерных частях складчатых структур (Михайлов, Дук, 1964).

На всех рассмотренных выше месторождениях жилы с промышленным флогопитом занимают секущее положение по отношению к диопсидовым телам, вмещающим их породам и шарнирам складок. На Куранахской группе месторождений (Предвиденное, Угольное, Колтыков-1) ориентировка жил флогопита близка к простираению зон вторичного расслаивания. На Леглиерском месторождении наблюдаются совпадение ориентировки отдельных жил флогопита с ориентировкой зон вторичного расслаивания, а также приуроченность серий жил к этим зонам. Вероятно, жилы флогопита выполняют трещины, оперяющие главные разрывы, по которым происходила миграция рудогенных растворов, или совпадают с направлением этих разрывов.

3. Роль складчатых структур в распределении метасоматитов фактически сводится к структурной подготовке рудного поля, т.е. к созданию в нем в процессе предшествующих складчатых деформаций анизотропии строения. Как правило, наибольшее влияние на пространственные закономерности распределения метасоматитов оказывают структуры второго этапа деформаций. От формирования рудовмещающих складок метасоматиты отделены периодом образования структур третьего этапа деформаций и в сравнении с этими складками принадлежат к новому тектоно-метаморфическому циклу. Зоны вторичного расслаивания в основном являлись рудоподводящими структурами и в значительно меньшей степени — рудовмещающими.

Наиболее характерной особенностью флогопитоносных магнезиальных скарнов Алдана является наличие в них зонального строения, что отмечалось и подробно документировалось всеми исследователями, занимавшимися изучением этих месторождений (Маракушев, 1958; Лицарев, 1961; Шакин, 1961; Мурзаев, 1966; Шабынин и др., 1961; Шабынин, 1973). Разнообразие метасоматических колонок, выделенных для алданских флогопитовых месторождений, определяется, с одной стороны, различными генетическими типами месторождений, с другой (в пределах одного типа) — зависимостью образования той или иной последовательности зон от режима вполне подвижных компонентов. В настоящее время представляется наиболее целесообразным подразделение флогопитоносных магнезиальных скарнов по морфологическим признакам, которые в целом дают информацию и о характере процесса, и о его последовательности (Мурзаев, 1966; Салье и др., 1966). Выделяются: 1) флогопитоносные диопсидовые породы, развитые в контакте алюмосиликатных и карбонатных пород; 2) флогопитоносные диопсидовые породы, образующие крупные, пластово-секущие тела в гнейсах, сланцах и гранитах; 3) штокверковые тела и четкие секущие жилы диопсида, паргасита, флогопита, кальцита в алюмосиликатных породах и флогопитоносных диопсидовых породах первых двух типов. В становлении магнезиальных скарнов Д.С. Коржинский и его последователи выделяют два этапа: магматический, который характеризуется образованием диопсидо-шпинелевой и кальцифировой зон,² и постмагматический, во время которого происходит возник-

² Образование апоалюмосиликатной диопсидо-полевошпатовой породы возможно как на магматической стадии (краевые зоны гранитных массивов, обогащенные основными компонентами), так и на постмагматической.

новение ассоциаций с паргаситом, флогопитом и скаполитом. Однако Л.И.Шабынин, М.А.Лицарев и другие исследователи (Шабынин и др., 1961; Лицарев, 1961) допускают возможность образования диопсидо-шпинелевых пород в постмагматическую стадию, и в этом случае формирование колонки зон $Di + Fsp (Sc) \rightarrow Di + Sp \rightarrow Di + Parg \rightarrow Di + Fl \rightarrow$ кальцифир рассматривается в пределах одного этапа. Имеющийся в нашем распоряжении материал, частично опубликованный ранее (Салье и др., 1966), подтверждает представление о одновременности формирования диопсидо-шпинелевой и диопсидо-паргаситовой, диопсидо-флогопитовой ассоциаций, причем второй этап характеризуется не только новообразованием флогопита и паргасита, но и возникновением диопсида новой генерации. Образование секущих жил, имеющих четкое симметричное зональное строение с последовательностью зон, которая резко противоречит последовательности, теоретически возможной при инфильтрационном метасоматозе (Салье и др., 1966), свидетельствует о наличии третьего этапа в становлении скарнов, где, по-видимому, значительную роль играли процессы перекристаллизации.

ГЛАВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ
ФЛОГОПИТОНОСНЫХ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ

Для выяснения генезиса флогопитоносных магнезиальных скарнов представляется первостепенным выяснение условий образования главных породообразующих минералов этих пород, каковыми являются диопсид, шпинель, паргасит, флогопит, скаполит, кальцит. К настоящему времени накоплен значительный аналитический материал о составе этих минералов, касающийся главным образом их поздних генераций, которые образуют крупные кристаллы (Смирнов, 1928; Калинин, 1939; Lacroix, 1941; Веселовская, 1950; Цветков, Вальяхихина, 1956; Галюк, 1957; Сердюченко и др., 1960; Шмакин, 1961; Лицарев, 1961; Галюк, Шмакин, 1961; Шабынин и др., 1961; Leonard, Buddington, 1964; Chemical Analyses, 1965; Копылов, 1966). Наиболее детальные исследования зависимости оптических свойств и железистости породообразующих минералов магнезиальных скарнов больших и малых глубин выполнил Л.И.Шабынин (1973), в работах которого содержатся также первые сведения о фассаитовом характере моноклинного пироксена из диопсидо-шпинелевых ассоциаций и о зависимости состава пироксена от положения его в метасоматической колонке (Шабынин, 1969, 1973; Шабынин, Унанова, 1972). Данные о составе диопсида и флогопита из мелкозернистых диопсидо-шпинелевых и диопсидо-флогопитовых пород, а также об изменении их состава в разных зонах жильных метасоматитов имеются в работе Д.А.Михайлова (1973). Л.И.Шабынин (1969) на основании определения оптических констант минералов впервые изучил распределение железа между фассаитом и шпинелью. Сведения о химическом составе минералов из одной и той же парагенетической ассоциации имеются только для магнезиальных скарнов средних и малых глубин и характеризуют пару диопсид-шпинель (Tilley, 1938; Knopf, Lee, 1957; Kuno, 1960) и одну ассоциацию диопсид-паргасит-флогопит (Hallimond, 1947). Систематизацию данных о закономерностях изменения химизма диопсида в скарнах различного состава и условий образования, основанную на методах математической статистики и парагенетического анализа, впервые провел Н.Л.Добрецов и сотр. (1971) в исследовании, посвященном изучению всех породообразующих пироксенов. Принципы и методы этого исследования широко используются в настоящей работе. Помимо оригинального фактического материала, касающегося химического состава минералов (диопсида, шпинели, паргасита, флогопита) из конкретных ассоциаций, в работе широко используются данные перечисленных выше исследователей о составе этих минералов в магнезиальных скарнах больших глубин Алдана, Южного Прибайкалья, Мадагаскара, Канады. Кроме того, для сравнительной оценки условий образования магнезиальных скарнов больших глубин привлекается и анализируется теми же методами материал по магнезиальным скаернам малых глубин (Tilley, 1938, 1951; Halli-

mond, 1947; Knopf, Lee, 1957; Kuno, 1960; Надеждина и др., 1962; Перчук, 1962; Калинин и др., 1962; Юдина, 1965; Синяков, 1967; Жариков, 1959; Малинко, 1967; Шабынин, 1969; Перцев, 1971).

§ 1. ДИОПСИД

Диопсид является главным минералом флогопитоносных магнезиальных скарнов, содержание его в разных зонах колеблется от 36 до 91% (табл. 16, 17). По ассоциациям минералов, положению в метасоматической колонке и морфологии кристаллов самого диопсида отчетливо выделяются по крайней мере три генерации минерала собственно скарнового тела: 1) диопсид из мелко- и среднезернистых диопсидо-шпинелевых пород (ассоциация $Di_1 + Sp_1$); 2) диопсид из средне- и крупнозернистых диопсидо-паргаситовых, диопсид-паргасит-флогопитовых и диопсидо-флогопитовых пород (ассоциации $Di_2 + Parg_1 + Sp_1$ и $Di_2 + Parg_1 + Fl_1 + Sp_1$ - реликтовые, $Di + Fl_1$); 3) диопсид (Di_3) из крупнозернистых мономинеральных обособлений в ассоциации с флогопитом, паргаситом, магнетитом, кальцитом, апатитом, боровыми минералами. Отдельно рассматриваются диопсиды кальцифиров и доломитовых мраморов. Кроме того, в особую группу выделяются диопсиды из околоскарновых средне- и крупнозернистых диопсидо-полевошпатовых и диопсидо-скаполитовых пород.

Наиболее раннее образование диопсидо-шпинелевых ассоциаций, представляющих собой, по мнению Д.С.Коржинского и его последователей, продукт магматической или высокотемпературной послемагматической стадии формирования магнезиальных скарнов, не должно вызывать сомнения и у сторонников других представлений о генезисе диопсидовых пород, так как возникновение паргасита и флогопита повсеместно сопровождается развитием реакционных структур, а участки диопсидо-паргаситовых и диопсидо-флогопитовых пород часто занимают секущее положение по отношению к диопсидо-шпинелевой зоне. Обоснованность выделения первых двух генераций диопсида доказана Л.И.Шабыниным (1969), а также Н.Л.Добрецовым и сотр. (1971) по данным химического состава. Выделение третьей генерации диопсида основано прежде всего на морфологических особенностях его развития: скопления крупных кристаллов диопсида, обычно сопровождающихся такими же кристаллами паргасита, флогопита, кальцита, апатита, образует гнезда, цепочки гнезд, прожилки и секущие жилы с четкими контактами в диопсидо-шпинелевых, диопсидо-паргаситовых, диопсидо-флогопитовых породах (Салье и др., 1966). В виду того что по описанию минерала в первоисточниках трудно, а подчас и невозможно установить его принадлежность к той или иной генерации, а также в связи с близостью их химического состава, диопсиды второй и третьей генераций были объединены в одну выборку. Однако сопоставление содержаний элементов в пироксенах, для которых отнесение их к третьей генерации не вызывало сомнения, с содержаниями элементов, соответствующих максимумам и минимумам на гистограммах, позволило довольно четко определить принадлежность и других образцов к этой генерации минерала и использовать эти данные при анализе минерального состава.

Для магнезиальных скарнов средних малых глубин выделены две генерации моноклинного пироксена, так же как это сделали Л. И. Шабынин (1969, 1973) и Н. Л. Добрецов и сотр. (1971).

Т а б л и ц а 16

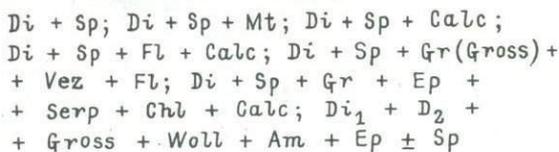
Химический состав главных разновидностей пород
флогопитоносных магнезиальных скарнов
центральной части Алданского щита

Номера анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма
4	45.86	Сл.	9.46	2.67	1.56	0.11	14.84	23.54	0.13	0.11	0.12	0.75	99.15
5	49.24	"	5.68	1.69	1.70	0.10	15.80	23.54	0.11	0.06	0.06	1.19	99.17
6	47.52	"	8.70	1.58	1.28	0.10	16.28	23.06	0.11	0.05	0.14	0.70	99.52
7	39.46	0.26	16.62	2.68	2.58	0.05	17.64	18.76	0.11	0.11	0.14	1.22	99.63
8	37.26	0.72	19.03	4.82	3.00	0.07	14.10	19.38	0.32	0.33	0.06	1.27	100.36
9	47.22	0.24	8.41	3.96	1.07	0.05	14.51	21.55	0.34	0.80	0.24	1.38	99.77
10	44.68	0.07	9.67	1.74	1.84	0.10	15.16	24.68	0.23	0.61	0.04	0.58	99.40
11	47.14	0.14	8.00	1.30	3.40	0.13	17.58	17.32	0.48	1.31	0.38	2.86	100.04
12	46.90	0.30	8.16	1.93	3.12	0.15	17.23	16.62	0.83	2.27	0.22	2.29	100.02
13	42.74	0.44	11.34	1.72	3.40	0.11	19.67	11.30	0.23	5.50	0.32	3.04	99.81
14	49.88	Сл.	4.76	1.40	1.28	0.11	17.08	23.30	0.11	0.06	0.22	1.08	99.28
15	29.96	"	2.36	Не обн.	1.28	0.11	11.28	34.94	0.07	0.02	0.30	18.88	99.20

П р и м е ч а н и е. 4 - обр. К-201, диопсидо-шпинелевая порода, мелкозернистая, с небольшим количеством паргасита, развитого в виде каемочек в контакте зерен диопсида и шпинели, месторождение Зимнее, карьер 4, разрез I, в 6 см от контакта с диопсидовым гранито-гнейсом; 5 - обр. К-206, диопсидо-шпинелевая порода, среднезернистая, с небольшим количеством паргасита, аналогичного обр. К-201; месторождение Зимнее, карьер 4, разрез I, в 1,1 м от контакта с диопсидовым гранито-гнейсом; 6 - обр. К-279, диопсидо-шпинелевая порода, мелкозернистая, с небольшим количеством паргасита, аналогичного обр. К-201; месторождение Угольное, карьер 14, разрез I, в 40 см от контакта со скаполитизированным и диопсидизированным гиперстен-биотитовым гнейсом; 7 - обр. К-288, диопсидо-шпинелевая порода, среднезернистая, пятнистой текстуры, с небольшим количеством паргасита, аналогичного обр. К-201; месторожде-

ние Угольное, разрез I, в 2,5 м от контакта с гнейсами; 8 - обр. Э-124, диопсидо-шпинелевая порода, среднезернистая, пятнистой текстуры, с паргаситом, развитым в виде каемочек и редких самостоятельных зерен; месторождение Эмельджак, участок Южный, гор. +840 м, орт. 84, в 2 м от контакта с диопсидовым гранитом; 9 - обр. Э-45, диопсид-паргасито-флогопитовая порода с реликтами шпинели, среднезернистая, полосчатая; месторождение Эмельджак, восточная часть участка Центральный, в 30 см от контакта с измененным гранитом; 10 - обр. Э-10, диопсид-паргасито-флогопитовая порода с реликтами шпинели и с апатитом; месторождение Эмельджак, участок Скальный; 11 - обр. К-539, диопсид-паргасито-флогопитовая порода с реликтами шпинели, среднезернистая, полосчатая; месторождение Зимнее, карьер 4, примерно в 2-3 м от контакта с диопсидовым гранито-гнейсом; 12 - обр. Э-23, диопсид-паргасито-флогопитовая порода, среднезернистая, месторождение Эмельджак, участок Центральный, в 40 см от контакта с пегматитовой жилкой; 13 - обр. Э-8, диопсидо-флогопитовая порода, среднезернистая, сланцеватая; месторождение Эмельджак, участок Скальный; 14 - обр. К-292, диопсидовая порода с небольшим количеством шпинели и паргасита, крупнозернистая, месторождение Угольное, карьер 14, разрез I, из центральной части тела в зоне крупнозернистого строения с промышленным флогопитом; 15 - обр. К-304, диопсидо-кальцитовая порода, крупнозернистая; месторождение Угольное, карьер 14, разрез I, в непосредственном контакте с флогопитовым кальцифиром.

1. Диопсид в ассоциации со шпинелью, причем здесь шпинель часто бывает уже реликтовой и встречаются следующие парагенезисы минералов:



и др. Наиболее характерно появление граната ряда гроссуляр, везувиана, волластонита. Отнесение их к той же стадии, что и образование ассоциации $Di_1 + Sp_1$, в целом ряде случаев вызывает сомнение. 2. Диопсид в ассоциации с флогопитом, клиногумитом, кальцитом, магнетитом, апатитом, боровыми минералами.

Сопоставление средних содержаний элементов с учетом среднего квадратичного отклонения единичного определения и среднего квадратичного отклонения среднего арифметического (табл. 18-22, рис. 48) в диопсидах выделенных генераций и скарнах разных глубин формирования показывает, что диопсиды в ассоциации со шпинелью по сравнению с диопсидами второй-третьей генераций наиболее бедны Si, Mg, Na и обогащены Ca, Fe³⁺, Al_{VI}, Al_{IV}, Ti. Наблюдаются также незначительное увеличение содержания Fe²⁺ в диопсидах второй-третьей генераций, достаточно четкое для пироксенов скарнов больших глубин и различное поведение Mn. Диопсиды из мраморов и кальцифиров по своему составу очень близки к пироксенам второй-третьей генераций. По содержанию Na, Mn, Ti, Si, Al_{IV}, Al_{VI} близки к составу диопсидов этой ассоциации и пироксены из полевошпатовых и скаполитовых пород, которые, однако, определенно содержат максимальное количество Fe²⁺, Fe³⁺ и минимальное - Ca и Mg. Сравнение содержаний элементов в диопсидах одной и той же ассоциации разных скарнов свидетельствует о большем содержании в пироксенах первой генерации скарнов малых глубин Al_{IV}, Fe³⁺, Ca, Na, Ti и меньшем Si, Mg, Mn. В пироксенах второй-третьей генераций различия в количестве элементов либо незначимы, либо отсутствуют. Исключение составляет Mg, содержание которого в диопсидах из скарнов малых глубин меньше.

Рис. 48. Средние содержания элементов в диопсидах разных генераций из магнезиальных скарнов больших и малых глубин.

Магнезиальные скарны больших глубин: I₁ - первая генерация диопсида (ассоциация со шпинелью), I_{2,3} - вторая-третья генерации диопсида (ассоциации с паргаситом, флогопитом, кальцитом, магнетитом, апатитом, боровыми минералами), I₄ - диопсид из мраморов и кальцифиров, I₅ - диопсид из диопсидо-полевошпатовых и диопсидо-скаполитовых пород; магнезиальные скарны малых глубин: II₁ - первая генерация диопсида (ассоциация со шпинелью гранатом, везувианом, волластонитом и др.), II₂ - диопсид второй генерации (ассоциация с флогопитом, магнетитом, боровыми минералами, апатитом, кальцитом, клиногумитом). Среднеарифметические значения (\bar{x}) в магнезиальных скарнах больших глубин соединены сплошными, а в магнезиальных скарнах малых глубин - прерывистыми линиями; жирной линией показаны среднеквадратичные отклонения среднеарифметического значения, тонкой линией - среднеквадратичные отклонения единичного определения.

Т а б л и ц а 17

Минеральный состав главных разновидностей пород флогопитоносных магнезиальных скарнов центральной части Алданского щита

Номера анализов	Диопсид	Шпинель	Паргасит	Флогопит	Кальцит	Сфен	Окислы железа	Остаток SiO ₂ , %
4	84.8	10.8	3.6	0.8	-	-	-	+1.0
5	89.5	6.2	3.5	0.8	-	-	-	+0.9
6	86.1	9.6	3.5	0.8	-	-	-	+1.2
7	74.5	19.4	3.6	0.8	-	0.7	1.0	-
8	59.4	22.3	15.8	0.8	-	1.7	-	-
9	72.5	8.2	11.1	7.7	-	0.5	-	+2.6
10	75.9	9.9	7.1	4.9	-	-	2.2	-
11	67.0	6.7	14.2	11.7	-	0.4	-	+0.5
12	47.7	5.0	25.1	20.1	-	0.7	1.4	+0.7
13	36.3	6.0	7.3	49.5	-	0.9	-	-0.2
14	90.8	5.0	3.4	0.8	-	-	-	-
15	51.5	2.5	1.6	-	44.4	-	-	-

П р и м е ч а н и е. Минеральный состав рассчитан на основании данных табл. 16 исходя из ассоциаций минералов, наблюдаемых в шлифах, и состава минералов, приводимого в табл. 18, 25-27.

Таблица 18

Химический состав диопсидов из флогопитоносных магнезиальных скарнов центральной части Алданского шита

Номера анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Сумма
1	50.08	0.08	0.39	3.60	11.16	0.50	10.05	22.66	0.69	He обн.	0.85	100.06
2	49.97	0.07	0.51	3.20	11.16	0.57	10.37	22.88	0.63	He обн.	0.50	99.86
3	47.18	0.16	7.14	3.22	1.58	0.43	14.02	25.02	0.09	0.02	1.20	100.06
4	47.75	0.14	6.06	2.74	1.44	0.28	15.00	26.16	0.09	0.03	0.48	100.17
5	50.28	0.17	3.01	2.10	1.58	0.33	16.39	25.48	0.08	0.02	0.54	99.98
6	50.40	0.18	3.58	0.51	2.88	0.13	16.19	25.79	0.01	0.01	0.36	100.04
7	50.30	0.30	4.78	1.39	1.14	0.12	16.60	24.46	0.08	0.04	0.54	99.75
8	46.52	0.92	9.26	3.11	1.70	0.13	13.06	24.68	0.02	0.03	0.34	99.77
9	49.00	0.20	7.18	2.36	2.00	0.13	14.68	24.46	0.02	0.01	0.22	100.26
10	49.02	0.26	6.41	2.11	2.15	0.13	14.34	24.22	0.26	0.06	0.52	99.48
11	51.60	0.07	2.67	1.24	2.84	0.15	17.05	22.60	0.22	0.04	1.06	99.54
12	52.00	0.12	2.84	1.31	2.56	0.15	16.11	24.22	0.30	0.03	0.22	99.86
13	50.62	0.20	4.31	1.91	2.15	0.13	15.64	24.46	0.05	0.06	0.34	99.87
14	50.36	0.18	2.90	2.25	0.72	0.33	16.90	24.10	0.08	0.02	1.76	99.60
15	52.74	0.18	3.06	0.45	1.15	0.26	16.57	25.48	0.08	0.02	0.45	100.44

Примечание. 1 - обр. Э-2, диопсидо-полевошпатовая порода с кристаллами сфена и скаполита; месторождение Эмельджак, участок Центральный; 2 - обр. Э-3, диопсид-скаполито-полевошпатовая порода, там же; 3 - обр. К-200, диопсидовая порода с очень небольшим количеством шпинели, развитая в непосредственном контакте с диопсидовым гранито-гнейсом; месторождение Зимнее, карьер 4, разрез 1. Места взятия образцов и характеристика пород анализов №№ 4-15 приведены в табл. 16.

Кристаллохимические формулы диопсидов из флогопитоносных магнезиальных скарнов центральной части Алданского щита

Номера анализов	K	Na	Ca	ΣM_2	Mg	Fe ²⁺	Mn	Fe ³⁺	Al _{VI}	Ti	ΣM_1	Si	Al _{IV}	Fe ³⁺	Σ
1	-	0.051	0.942	0.993	0.580	0.362	0.016	0.067	-	0.002	1.027	1.942	0.018	0.040	2.000
2	-	0.048	0.951	0.999	0.599	0.361	0.013	0.054	-	0.002	1.029	1.937	0.024	0.039	2.000
3	0.001	0.008	1.002	1.011	0.780	0.049	0.014	0.091	0.081	0.005	1.020	1.764	0.236	-	2.000
4	0.001	0.008	1.041	1.050	0.831	0.044	0.008	0.076	0.040	0.004	1.003	1.776	0.224	-	2.000
5	0.001	0.007	1.010	1.018	0.905	0.049	0.010	0.053	-	0.005	1.022	1.865	0.130	0.005	2.000
6	-	0.001	1.018	1.019	0.889	0.088	0.004	0.014	0.011	0.006	1.012	1.857	0.143	-	2.000
7	0.002	0.007	0.967	0.976	0.913	0.035	0.004	0.039	0.051	0.009	1.051	1.844	0.156	-	2.000
8	0.001	0.001	0.981	0.983	0.722	0.054	0.004	0.085	0.181	0.025	1.021	1.727	0.273	-	2.000
9	-	0.002	0.983	0.985	0.822	0.062	0.004	0.064	0.109	0.007	1.068	1.797	0.203	-	2.000
10	0.001	0.019	0.963	0.983	0.793	0.067	0.004	0.058	0.097	0.008	1.027	1.816	0.184	-	2.000
11	0.002	0.015	0.899	0.914	0.944	0.088	0.004	0.033	0.031	0.002	1.102	1.916	0.084	-	2.000
12	0.001	0.022	0.955	0.978	0.882	0.079	0.004	0.036	0.034	0.003	1.038	1.913	0.087	-	2.000
13	0.003	0.004	0.965	0.972	0.858	0.066	0.004	0.053	0.051	0.007	1.039	1.865	0.135	-	2.000
14	0.001	0.007	0.965	0.973	0.940	0.023	0.010	0.063	0.008	0.006	1.050	1.882	0.118	-	2.000
15	0.001	0.007	0.992	1.000	0.898	0.035	0.008	0.013	0.048	0.006	1.008	1.919	0.081	-	2.000

П р и м е ч а н и е. Пересчет на кристаллохимическую формулу выполнен по катионному методу И.Д. Борнеман-Старынкевич (1964).

Таблица 20

Коэффициенты корреляции между катионами моноклинных пироксенов магнезиальных скарнов больших и малых глубин

Катионы	Тип	\bar{X}	S_X	$S_{\bar{X}}$	Na	Ca	Mg	Mn	Fe ²⁺	$\Sigma R_{M_1}^{2+}$	Ti	Fe ³⁺	Al _{VI}	ΣR_{VI}^{3+}	Al _{IV}
Si	1	1.856	0.114	0.013	H(+0.22)	-0.44	+0.76	-	-	+0.85	H(-0.74)	-0.71	-0.73	-0.85	-0.98
	2	1.889	0.085	0.012	H(+0.23)	-0.28	+0.77	H(-0.34)	-	+0.81	H(-0.82)	-0.47	-0.76	-0.84	-0.97
	3	1.783	0.136	0.028	-	-0.54	+0.65	H(+0.37)	-	+0.83	H(-0.66)	-0.75	-0.62	-0.82	-0.96
Al _{VI}	1	0.050	0.051	0.006	-	-	-0.66	-	-0.23	-0.81	H(+0.44)	+0.44	-	-	-
	2	0.040	0.044	0.006	-	-	-0.75	H(+0.24)	-	-0.81	H(+0.70)	-	-	-	-
	3	0.072	0.060	0.012	-	-	-0.51	-	(-0.35)	-0.78	-	+0.48	-	-	-
Fe ³⁺	1	0.057	0.044	0.005	-	+0.25	-0.67	-	-	-0.72	H(+0.45)	-	-	-	-
	2	0.045	0.030	0.004	H(-0.23)	-	-0.50	-	-	-0.54	(+0.22)	-	-	-	-
	3	0.086	0.057	0.012	-	(+0.27)	-0.64	-	-	-0.75	H(+0.44)	-	-	-	-
ΣR_{VI}^{3+}	1	0.106	0.081	0.009	-	+0.24	-0.78	-	-0.22	-0.92	H(+0.49)	-	-	-	-
	2	0.084	0.058	0.008	-	-	-0.84	-	-	-0.89	H(+0.58)	-	-	-	-
	3	0.155	0.104	0.021	-	-	-0.68	-	-	-0.91	H(+0.35)	-	-	-	-
Ti	1	0.011	0.020	0.002	-	H(+0.33)	H(-0.71)	-	H(+0.30)	H(-0.59)	-	-	-	-	-
	2	0.007	0.012	0.002	-	H(+0.21)	H(-0.69)	H(+0.22)	-	-	H(-0.64)	-	-	-	-
	3	0.020	0.031	0.006	-	H(+0.38)	H(-0.66)	-	H(+0.38)	H(-0.50)	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	1	0.060	0.049	0.006	(+0.19)	(-0.21)	-0.29	H(+0.38)	-	-	-	-	-	-	-
	2	0.058	0.029	0.004	-	-0.48	-	H(+0.32)	-	-	-	-	-	-	-
	3	0.062	0.077	0.016	-	-	(-0.38)	H(+0.53)	-	-	-	-	-	-	-
Mn	1	0.004	0.003	0.0003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2	0.004	0.003	0.0004	-	-	-	H(-0.39)	-	-	-	-	-	-	-
	3	0.004	0.003	0.0006	H(+0.56)	H(-0.51)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	1	0.860	0.111	0.013	-	-0.33	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2	0.890	0.074	0.010	-	(-0.19)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	3	0.795	0.147	0.030	-	-0.41	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$\Sigma R_{M_1}^{2+}$	1	0.921	0.106	0.012	-	-0.46	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2	0.948	0.075	0.010	-	-0.37	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	3	0.860	0.137	0.028	-	-0.50	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	1	0.971	0.034	0.004	H(-0.38)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2	0.966	0.034	0.005	H(-0.30)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	3	0.983	0.035	0.007	H(-0.56)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	1	0.019	0.018	0.002	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2	0.019	0.018	0.002	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	3	0.020	0.020	0.004	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al _{IV}	1	0.139	0.119	0.014	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2	0.105	0.089	0.012	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	3	0.213	0.142	0.029	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. 1 - моноклинные пироксены из магнезиальных скарнов, $n = 77$, $S_{\Sigma} = 0.037$, $r_{0.95} \geq 0.22$; 2 - моноклинные пироксены из магнезиальных скарнов больших глубин, $n = 53$, $S_{\Sigma} = 0.029$, $r_{0.95} \geq 0.27$; 3 - моноклинные пироксены из магнезиальных скарнов малых глубин, $n = 24$, $S_{\Sigma} = 0.053$, $r_{0.95} \geq 0.40$. В скобках - коэффициенты корреляции, меньшие, но близкие к $r_{0.95}$. Н - неопределенность связей в смысле, указанном на стр. 138. (см, также Добрецов и др., 1971, стр. 65); высокие коэффициенты приводятся в скобках рядом с индексом N, их интерпретация неопределенна.

Коэффициенты корреляции между катионами моноклинных пироксенов магнезиальных скарнов больших глубин

Катионы	Тип	\bar{X}	S_X	$S_{\bar{X}}$	Na	Ca	Mg	Mn	Fe ²⁺	$\Sigma R_{M_1}^{2+}$	Ti	Fe ³⁺	Al _{VI}	ΣR_{VI}^{3+}	Al _{IV}
Si	1	1.782	0.093	0.026	-	-	+0.80	-	-	+0.80	H(-0.82)	(-0.37)	-0.68	-0.70	-0.92
	2,3	1.924	0.046	0.008	-	-	+0.47	-	-	+0.52	H(-0.65)	(-0.44)	-0.56	-0.74	-0.94
	4	1.926	0.026	0.012	H(+0.67)	-	-	H(+0.53)	(+0.53)	-	-	-	-	-	(-0.75)
	5	1.945	0.019	0.007	-	-0.79	(+0.56)	-	-	+0.77	-	-	-	-	-
Al _{VI}	1	0.083	0.056	0.016	-	(-0.37)	-0.78	-	-	-0.86	H(+0.63)	-	-	-	-
	2,3	0.025	0.029	0.005	-	-	-0.42	-	-	-0.49	H(+0.45)	-	-	-	-
	4	0.031	0.022	0.010	-	(-0.51)	(-0.69)	-	-	-0.94	-	-	-	-	-
	5	0.038	0.059	0.022	H(-0.64)	-	-	(-0.50)	(-0.61)	-0.79	-	(-0.58)	-	-	-
Fe ³⁺	1	0.060	0.024	0.007	-	-	(-0.52)	H(+0.37)	-	-0.71	-	-	-	-	-
	2,3	0.041	0.030	0.005	-	-	-0.39	-	-	-0.45	H(+0.30)	-	-	-	-
	4	0.030	0.024	0.011	-	-	-	-	-	-	H(-0.59)	-	-	-	-
	5	0.071	0.032	0.012	H(+0.80)	-	-	-	(+0.64)	-	-	-	-	-	-
ΣR_{VI}^{3+}	1	0.150	0.065	0.018	H(+0.39)	(-0.38)	-0.88	-	-	-0.93	H(+0.50)	-	-	-	-
	2,3	0.064	0.036	0.006	-	-	-0.57	-	-	-0.75	H(+0.40)	-	-	-	-
	4	0.061	0.035	0.016	-	(-0.56)	-0.91	-	(+0.71)	-0.90	-	-	-	-	-
	5	0.109	0.044	0.017	-	-	-	-	-	-0.78	-	-	-	-	-
Ti	1	0.017	0.020	0.006	-	-	H(-0.65)	-	-	-0.65	-	-	-	-	-
	2,3	0.003	0.003	0.0006	-	-	H(-0.61)	-	-	-0.49	-	-	-	-	-
	4	0.005	0.001	0.0007	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	5	0.003	0.004	0.0015	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	1	0.051	0.017	0.005	-	(+0.39)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2,3	0.064	0.033	0.006	-	-0.57	(-0.23)	H(+0.77)	-	-	-	-	-	-	-
	4	0.041	0.018	0.008	H(+0.67)	-	(-0.67)	-	-	-	-	-	-	-	-
	5	0.211	0.119	0.045	H(+0.71)	-	(-0.70)	H(+0.73)	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 21 (продолжение)

Катионы	Тип	\bar{X}	S_X	$S_{\bar{X}}$	Na	Ca	Mg
Mn	1	0.007	0.004	0.001	-	-	-
	2,3	0.003	0.002	0.0004	-	H(-0.49)	H(-0.39)
	4	0.004	0.004	0.002	-	-	-
	5	0.008	0.006	0.002	-	-	H(-0.60)
Mg	1	0.804	0.075	0.021	H(-0.36)	-	-
	2,3	0.920	0.050	0.008	-	-	-
	4	0.906	0.045	0.200	-	(+0.60)	-
	5	0.727	0.127	0.048	-	(-0.59)	-
$\Sigma R_{M_1}^{2+}$	1	0.863	0.074	0.021	H(-0.44)	-	-
	2,3	0.980	0.053	0.009	-	-0.35	-
	4	0.950	0.031	0.014	-	(+0.72)	-
	5	0.946	0.076	0.029	-	-	-
Ca	1	-0.988	0.026	0.007	-	-	-
	2,3	0.957	0.033	0.006	-	-	-
	4	0.974	0.029	0.013	H(-0.60)	-	-
	5	0.913	0.065	0.025	-	-	-
Na	1	0.008	0.005	0.002	-	-	-
	2,3	0.023	0.018	0.003	-	-	-
	4	0.030	0.028	0.013	-	-	-
	5	0.028	0.020	0.008	-	-	-
Al _{IV}	1	0.218	0.093	0.026	-	-	-
	2,3	0.069	0.052	0.009	-	-	-
	4	0.069	0.029	0.013	-	-	-
	5	0.044	0.024	0.009	-	-	-

Примечание. 1 - моноклинные пироксены из ассоциаций со шпинелью, $n = 13$, $S_{\Sigma} = 0.034$, $r_{0.95} \geq 0.55$; 2,3 - моноклинные пироксены из ассоциаций с паргаситом, флогопитом, магнетитом, кальцитом, борвыми минералами и апатитом, $n = 35$, $S_{\Sigma} = 0.028$, $r_{0.95} \geq 0.33$; 4 - моноклинные пироксены из мраморов и кальцифиров, $n = 5$, $S_{\Sigma} = 0.021$, $r_{0.95} \geq 0.88$; 5 - моноклинные пироксены из диопсидо-полевошпатовых и диопсидо-скаполитовых ассоциаций, $n = 7$, $S_{\Sigma} = 0.032$, $r_{0.95} \geq 0.75$.

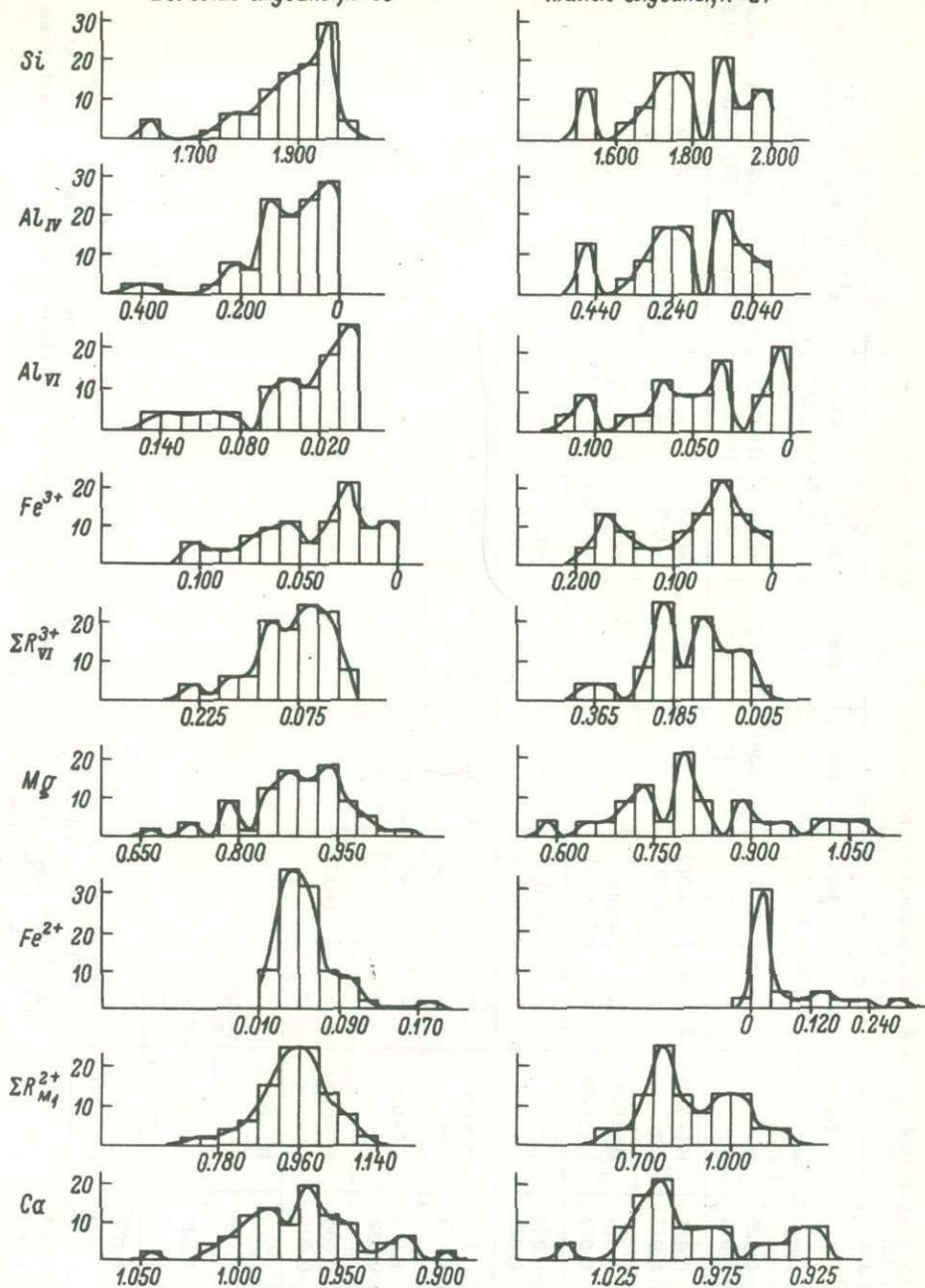
Коэффициенты корреляции между катионами моноклинных пироксеновых магнезиальных скарнов малых глубин

Катионы	Тип	\bar{x}	s_x	$s_{\bar{x}}$	Na	Ca	Mg	Mn	Fe ²⁺	$\Sigma R_{M_1}^{2+}$	Ti	Fe ³⁺	Al _{VI}	ΣR_{VI}^{3+}	Al _{IV}
Si	1	1.700	0.098	0.025	• -	-	+0.77	H(-0.36)	(-0.39)	+0.85	H(-0.63)	-0.74	-0.52	-0.84	-0.93
	2	1.923	0.039	0.013	-	-	-	H(+0.49)	(+0.45)	(+0.66)	H(-0.53)	(-0.46)	(-0.58)	(-0.64)	-0.84
Al _{VI}	1	0.092	0.058	0.015	H(-0.35)	(-0.34)	(-0.31)	-	-	-0.58	-	-	-	-	-
	2	0.039	0.050	0.017	-	-	(-0.58)	-	-	-0.97	-	(+0.72)	-	-	-
Fe ³⁺	1	0.105	0.058	0.015	H(+0.39)	-	-0.60	-	-	-0.75	H(+0.33)	-	-	-	-
	2	0.050	0.035	0.012	H(+0.58)	-	(-0.46)	-	-	(-0.62)	-	-	-	-	-
ΣR_{VI}^{3+}	1	0.197	0.093	0.024	-	-	-0.61	-	-	-0.83	-	-	-	-	-
	2	0.084	0.083	0.028	-	-	(-0.61)	-	-	-0.95	-	-	-	-	-
Ti	1	0.030	0.037	0.010	H(+0.44)	-	H(-0.73)	H(+0.57)	H(+0.76)	-0.51	-	-	-	-	-
	2	0.004	0.003	0.001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	1	0.045	0.060	0.015	H(+0.59)	-	-0.66	H(+0.61)	-	-	-	-	-	-	-
	2	0.092	0.097	0.032	-	-	(-0.42)	H(+0.43)	-	-	-	-	-	-	-
Mn	1	0.003	0.002	0.0005	H(+0.76)	-	H(-0.54)	-	-	-	-	-	-	-	-
	2	0.006	0.003	0.001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	1	0.751	0.138	0.036	H(-0.56)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2	0.868	0.139	0.046	-	(-0.31)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$\Sigma R_{M_1}^{2+}$	1	0.798	0.103	0.027	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2	0.964	0.126	0.042	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	1	1.002	0.021	0.005	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2	0.950	0.028	0.009	H(-0.64)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	1	0.013	0.011	0.003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2	0.027	0.024	0.008	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al _{IV}	1	0.300	0.098	0.025	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2	0.066	0.050	0.017	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. 1 - моноклинные пироксены из ассоциаций со шпинелью, $n = 15$, $s_{\Sigma} = 0.051$, $r_{0.95} \geq 0.51$; 2 - моноклинные пироксены из ассоциаций с флогопитом и кальцитом, $n = 9$, $s_{\Sigma} = 0.059$, $r_{0.95} \geq 0.67$.

Большие глубины, n=53

Малые глубины, n=24



Гистограммы распределений содержаний катионов из-за небольшого числа анализов были составлены только для совокупности диопсидов из скарнов больших и малых глубин (рис. 49). По классификации, предложенной Н.Л.Добрецовым и Н.С.Маковской (Добрецов и др., 1971), они относятся к типовым распределениям, характеризую диопсиды одного парагенетического типа. При выборе интервала и сопоставлении максимумов на кривых распределения разных элементов за основу было принято распределение Si , для которого выбранный интервал, равный 0.040 и 0.050 ф.е., значительно превышал $\delta_{анал}^{Si} = 0.011$ по оценке, данной в работе Н.Л.Добрецова с соавторами. Этот интервал был принят за $\Delta x = const$ для всей совокупности диопсидов. Интервал для других элементов рассчитывался исходя из уравнения регрессии, полученного при корреляционном анализе (см. ниже) по формуле: $\Delta y = \alpha \cdot \Delta x$ (α - угловой коэффициент уравнения регрессии). Во всех случаях рассчитанные интервалы превышали $\delta_{анал}$ для соответствующих элементов. По интервалу, соответствующему максимуму на гистограмме Si , были определены по уравнениям регрессии пределы содержаний других элементов, и полученные таким образом интервалы выведены на одну вертикальную прямую с максимумом для Si . В двух рассмотренных выборках связь Si оказалась незначимой только с Fe^{2+} . Для скарнов больших глубин было использовано уравнение регрессии $Fe^{2+} - Ca$, для малых - $Fe^{2+} - Mg$ - единственные значимые связи Fe^{2+} в этих выборках. Начало отсчета по оси ординат выбиралось в соответствии со знаком связи данного элемента с Si .

Характерной особенностью гистограмм распределения практически всех элементов в диопсидах скарнов больших глубин является их многовершинность. Наиболее четко она проявлена в распределении содержаний Al_{IV} , Al_{VI} , Fe^{3+} и в меньшей мере - Ca , Mg . Наиболее равномерно распределены Si , Fe^{2+} и ΣR^{3+} , ΣR^{2+} . Многовершинность кривых распределения определяется наличием нескольких генераций диопсида, подтверждает их существование и позволяет наметить разновидности диопсида внутри первой генерации (диопсидо-шпинелевая ассоциация) и определить различия в составе диопсидов второй и третьей генераций. Устойчивое появление максимумов в области низких содержаний Si , Mg , Fe^{2+} и высоких Ca , Fe^{3+} , Al_{VI} , Al_{IV} свидетельствует о наличии диопсидов с аномально большим содержанием Ca -чермакита и о возможности выделения его в самостоятельную разновидность внутри первой генерации - ассоциации диопсида со шпинелью. Максимумы, близкие или соответствующие средним содержаниям элементов в диопсидах первой генерации, наиболее очевидно выражены на гистограмме Ca (~ 0.390), Fe^{3+} (~ 0.060), Al_{IV} (~ 0.200). На гистограмме Si в интервале средних значений для первой генерации (1750-1800) появляется ступенчатый изгиб, а максимумы на гистограммах Mg и Al_{VI} смещены в область более низких и высоких содержаний соответственно. Очень четко подразделяются вторая и третья генерации, причем для пироксена третьей генерации, судя по безусловно определенным образцам (см. выше), характерны более высокие содержания Si и Mg и низкие Al_{IV} , Al_{VI} , Fe^{3+} , Ca . Интересно отметить еще смещение максимумов соответствующих определенной генерации на гистограммах разных элементов относительно друг друга. Это может быть связано с разной степенью участия того или иного элемента в преобладающей схеме изоморфизма, о чем будет сказано ниже.

Рис. 49. Распределение главных катионов в диопсидах магнезиальных скарнов больших и малых глубин.

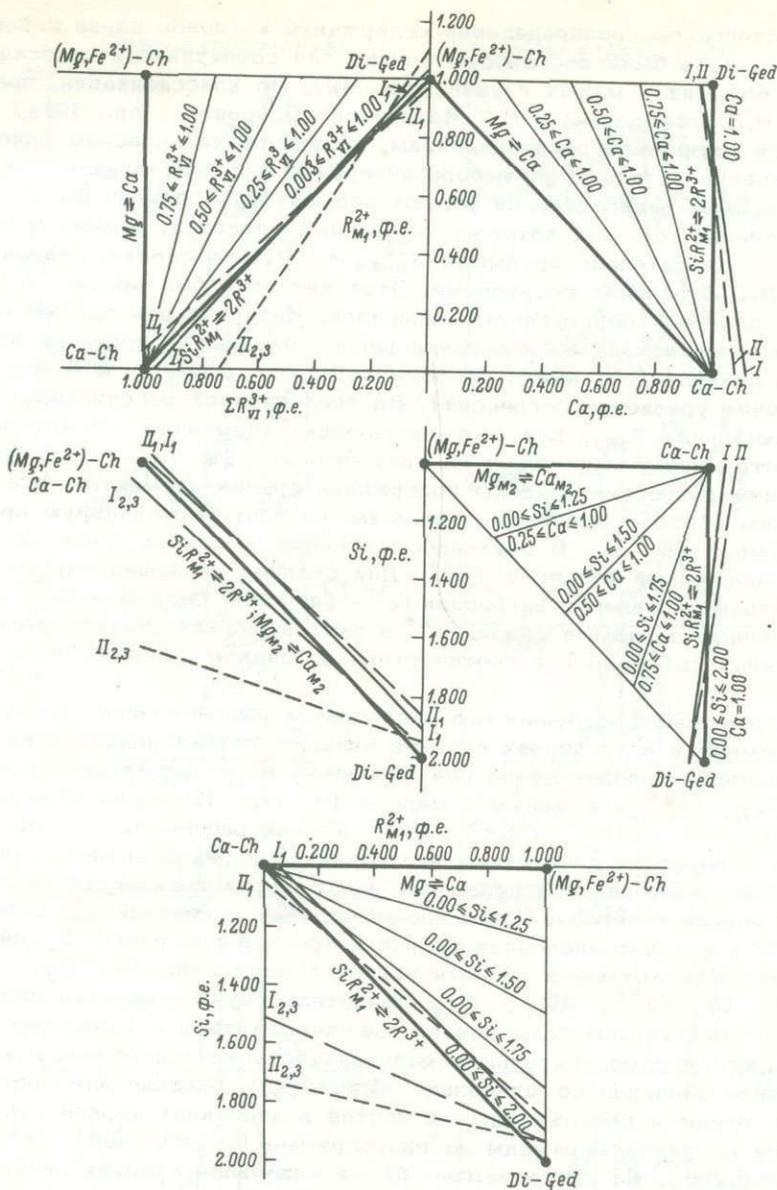


Рис. 50. Теоретическая интерпретация возможных изоморфных замещений катионов в моноклинных пироксенах. Исходная молекула - Ca - чермакит.

Жирными линиями показаны основные схемы изоморфизма - чермакитовая ($SiR_{M_1}^{2+} \rightleftharpoons 2R^{3+}$) и чермакитовая в позиции M_2 ($Mg \rightleftharpoons Ca$); тонкие линии внутри треугольника характеризуют возможные промежуточные случаи при проявлении двух схем изоморфизма с определенными пределами колебаний катионов; линии, отмеченные римскими цифрами (см. подпись к рис. 48), отражают реально существующие связи катионов в изученных пироксенах (табл. 20-22); I, II - общие выборки диопсидов скарнов больших и малых глубин соответственно.

Заканчивая на этом рассмотрение кривых распределения содержаний элементов в диопсидах, отметим, что резко выраженный многовершинный характер гистограмм для элементов диопсидов скарнов малых глубин может в большей степени определяться недостаточностью и неравномерностью их изученности. Однако общие тенденции аналогичны рассмотренным для скарнов больших глубин, что касается и выделения высокоглиноземистой разновидности диопсида. Подчеркнем здесь, что высокоглиноземистые пироксены скарнов малых глубин давно привлекали внимание исследователей и что по ним имеется гораздо больше фактического материала, чем по аналогичным пироксенам скарнов больших глубин, первый аналитический материал и систематизация данных по которым приводятся в настоящей работе. Эту неравномерность изученности следует иметь в виду при оценке различий средних содержаний элементов между диопсидами первой генерации скарнов разных глубин формирования.

Корреляционный анализ использовался, как это было предложено Н.Л.Добрецовым и сотр. (Добрецов и др., 1971), для установления реальных изоморфных замещений катионов из числа теоретически возможных. Предварительная оценка возможного минимального состава диопсидов магнезиальных скарнов показала, что в состав минерала безусловно входят молекулы диопсида, геденбергита, Са-чермакита ($CaAl_2SiO_6$), йохансенита, эгирина и, вероятно, Mg-чермакита ($MgAl_2SiO_6$). Наибольший интерес в аспекте выяснения условий образования диопсидов магнезиальных скарнов представляет выяснение степени проявления изоморфных замещений, приводящих к появлению молекул Са- и Mg-чермакитов. В связи с этим, прежде чем переходить к оценке реальных связей катионов, мы попытались проанализировать возможные теоретические связи катионов (рис. 50). При этом графики корреляционных зависимостей содержаний катионов $\Sigma R_{M_1}^{2+} - \Sigma R_{VI}^{3+}$, $\Sigma R_{M_1}^{2+} - Ca$, $\Sigma R_{M_1}^{2+} - Si$ (и т.д.) рассматривались одновременно как тройные диаграммы системы $Di - Ca - Ch - Mg - Ch$, что и дало возможность установить теоретические различия в связях катионов, возникающие при разном составе исходной молекулы.

В рассматриваемой системе возможны следующие схемы изоморфизма: 1) $Al_{VI} + Al_{IV} \rightleftharpoons Mg + Si$ - схема изоморфизма, осуществляемая в в серии твердых растворов Са-чермакит-диопсид с предельным содержанием Са-чермакита, по экспериментальным данным А.И.Цветкова (1951), 40 мол.%; 2) $Ca_{M_2} \rightleftharpoons Mg_{M_2}$ - предполагаемая схема изоморфизма для ряда Mg-чермакит-Са-чермакит (Добрецов и др., 1971); 3) серия твердых растворов Mg-чермакит-диопсид (в ограниченных пределах), для осуществления которой необходимо одновременное наличие двух схем изоморфизма: $Al_{VI} + Al_{IV} \rightleftharpoons Mg + Si$ и $Ca_{M_2} \rightleftharpoons Mg_{M_2}$. В случае трехкомпонентного состава системы теоретические линии связи занимают промежуточное положение между линиями связи для изоморфизма в бинарной системе, и для всех них также характерно одновременное осуществление двух схем изоморфизма. Наклон этих линий отражает степень проявления того или иного изоморфизма, и каждой из них соответствуют определенные колебания содержаний элементов, в пределах которых возможно осуществление данного изоморфизма в трехкомпонентной системе. В точке пересечения этих промежуточных линий с линиями связи для изоморфизма в бинарных системах происходит исчезновение третьего (исходного) компонента, и дальнейшие изоморфные замещения могут осуществляться только в соответствии со схемой изоморфизма двухкомпонентной системы в направлении любого из ее компонентов. Продолжение промежуточной линии за точку пересечения означает появление дефектных структур в пироксенах, т.е. изоморфизма по схеме $3Mg^{2+} = 2Al^{3+}$ (□ -дефект, пустота).

Положение теоретических линий связи промежуточного характера (знак и пределы колебаний угла наклона), так же как и наличие той или иной схемы изоморфизма, определяется в первую очередь составом исходной молекулы. Этим же определяются и те объемные эффекты, которые возможны при данном изоморфизме и знак которых будет меняться в зависимости от состава исходной молекулы. В связи с этим мы рассматриваем все три возможных случая исходного состава пироксена.

Сопоставление теоретических прямых связи с реальными прямыми в изученных пироксенах показывает, что исходной молекулой для пироксенов изученного ряда является диопсид, сильно обогащенный Са-чермакитом (рис. 50, 51). Реальные прямые связи во всех рассмотренных случаях ($Mg-Ca$, $Mg-Al_{VI}$, $Mg-Si$, $Ca-Si$, $Si-Al_{VI}$) согласуются как по своему знаку, так и по углу наклона с теоретическими прямыми связи. Этот вывод подтверждается и тем обстоятельством, что первая генерация пироксена магнезиальных скарнов содержит максимальное количество Са-чермакита, тогда как в наиболее поздних генерациях минерала Са-чермакит присутствует в незначительном количестве. Это хорошо иллюстрируется предложенными диаграммами, которые, как уже было отмечено, могут рассматриваться одновременно как тройные диаграммы системы Са-чермакит-Mg-чермакит-диопсид.

Гипотеза, рассматривающая диопсид и Mg-чермакит в качестве исходных молекул, должна быть отвергнута в связи с тем, что реальные прямые связи имеют другой знак по сравнению с теоретическими прямыми связи во всех случаях для Mg-чермакита и в случаях Mg-Ca, Ca-Si для диопсида (рис. 52).

Оценка реальных корреляционных связей между содержаниями катионов проводилась с учетом следующих условий, разработанных Н.Л. Добрецовым и др. (1971): 1) $S_{кат} \gg S_{анал}$; 2) $S_{кат} > S_{\Sigma}$; 3) $\bar{x}_{кат} > S_{\Sigma}$, где $S_{кат} = S_x$. Здесь S_x - среднеквадратичное отклонение отдельного определения (табл. 20-22); S_{Σ} - среднеквадратичное отклонение суммы катионов; $S_{анал}$ - среднеарифметическое отклонение отдельного определения, рассчитанное Н.Л. Добрецовым на основании данных химических анализов стандартного образца диабаза W-1, выполненных в разных лабораториях мира. Оно принято за меру точности химических анализов пироксенов (Добрецов и др., 1971, табл. 21, стр. 36). Неопределенность корреляционных связей возникает в случае, если содержания катионов не удовлетворяют этим трем условиям.

Анализ корреляционных связей пироксенов всех магнезиальных скарнов (табл. 20-22) позволяет сформулировать следующие главные особенности их изоморфизма.

1. Сильные отрицательные связи Si и Mg с группой R_{VI}^{3+} (Al_{VI} , Fe^{3+}) и положительные связи между содержаниями Si и Mg свидетельствуют о наличии чермакитовой схемы замещения $Al_{VI} + Al_{IV} \rightleftharpoons Mg + Si$. Значения коэффициентов корреляции возрастают, если объединить $R_{VI}^{3+} = Al_{VI} + Fe^{3+}$ и $R_{M1}^{2+} = Mg + Fe^{2+} + Mn$. Положительная корреляционная связь $Al_{VI} - Fe^{3+}$, так же как и усиление и даже появление отрицательной связи Mg с ΣR_{VI}^{3+} по сравнению со связями Mg- Al_{VI} , Mg- Fe^{3+} , свидетельствует об одновременном вхождении Al_{VI} и Fe^{3+} в октаэдрическую позицию на место Mg. Это проявлено для диопсидов скарнов обож типов и для всех парагенетических ассоциаций внутри типов, за исключением экзоскарнов диопсидо-полевошпатового и диопсидо-скаполитового состава, пироксены которых занимают особое положение.

В ряду диопсидов из ассоциаций $(I_1)Di_1 + Sp_1(B\Gamma)^1 \rightarrow (I_{2,3})Di_{2,3} + Par_{g_{1,2}} + Fl_{1,2}(B\Gamma) \rightarrow (II_1)Di_1 + Sp_1(M\Gamma) \rightarrow (II_2)Di_2 + Fl + CaIc(M\Gamma)$

1 БГ - большие глубины, МГ - малые глубины.

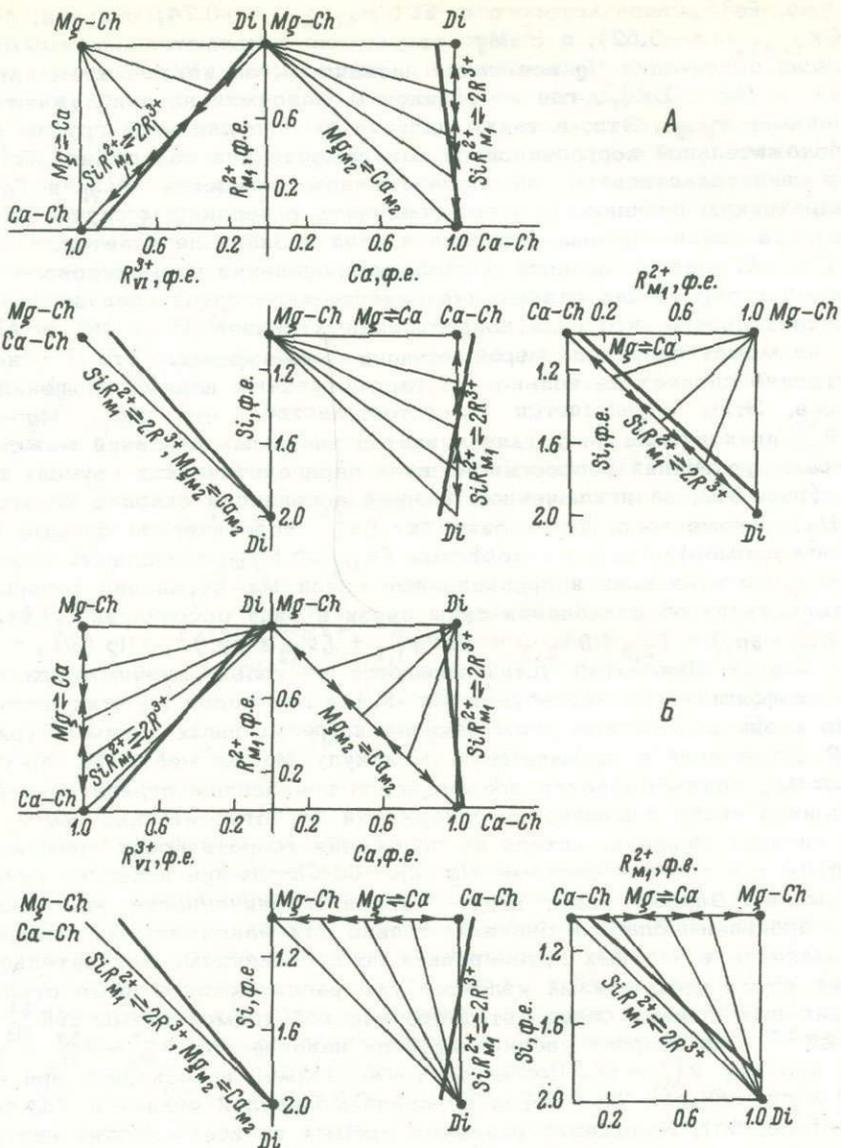


Рис. 52. Теоретическая интерпретация возможных изоморфных замещений катионов в моноклинных пироксенах.

а - исходная молекула Mg - чермакит; б - исходная молекула диопсид.

Обозначения те же, что и на рис. 50. Реальные прямые связи нанесены для всей выборки пироксенов из скарнов больших и малых глубин.

наблюдается усиление замещения Mg в позиции $M_1 Fe^{3+}$ по сравнению с Al_{VI} . В диопсидах из ассоциации I₁ доминирующим трехвалентным катионом, входящим в октаэдрическую позицию, является Al_{VI} , о чем свидетельствуют сильные связи его с Si и Mg ($r_{Si Al_{VI}} = -0.68$, $r_{Mg Al_{VI}} = -0.78$), тогда как связи Si - Fe^{3+} , Mg - Fe^{3+} незначимы. Пироксены ассоциации I_{2,3} имеют значимые связи Si и Mg с Al_{VI} , и с Fe^{3+} , силы связи в них равны друг другу. Доминирующим трехвалентным катионом в октаэдрической позиции диопсидов из ассоциации II₁ оказыва-

ется уже Fe^{3+} , связи которого с Si ($r_{Si Fe^{3+}} = -0.74$) сильнее, чем с Al_{VI} ($r_{Si Al_{VI}} = -0.52$), а с Mg только они и являются значимыми. В диопсидах ассоциации II_2 все связи незначимы, за исключением корреляции Si и Mg с ΣR_{VI}^{3+} , где коэффициенты максимально приближаются к заданным $r_{0.95}$. Это, а также наличие именно для этой группы значимой положительной корреляционной зависимости для содержаний Fe^{3+} - Al_{VI} может свидетельствовать об одновременном вхождении Al_{VI} и Fe^{3+} в октаэдрическую позицию. Однако определить в последнем случае степень значимости трехвалентных катионов в этой позиции не удастся.

При обсуждении вопроса о степени проявления чермакитового изоморфизма в пироксенах разных парагенетических групп следует учесть то обстоятельство, что сила корреляционных связей Si и Mg с Al_{VI} и Fe^{3+} не может являться мерой степени изоморфизма. Это непосредственно следует из только что рассмотренных взаимоотношений катионов. Этим определяется то обстоятельство, что для Mg - ΣR_{VI}^{3+} , Si - ΣR_{VI}^{3+} , практически не устанавливается значимых различий между параметрами уравнений регрессии во всех парагенетических группах диопсидов (рис. 51), за исключением поздней ассоциации скарнов малых глубин (II_2). Кроме того, на графике Si - ΣR_{VI}^{3+} теоретические прямые чермакитового изоморфизма и изоморфизма $Ca_{M_2} \rightleftharpoons Mg_{M_2}$ совпадают. Наиболее пригодны для этой цели корреляционные связи Mg - Si , анализ которых свидетельствует об ослаблении силы связи в ряду ассоциаций $I_1(Di_1 + Sp_1) - II_1(Di_1 + Sp_1) - I_{2,3}(Di_{2,3} + Parg_{1,2} + Fl_{1,2}$ и др.) - $II_2(Di_2 + Fl + Calc$ и др.). При этом устанавливаются не только значимые различия между коэффициентами корреляции Mg - Si для диопсидов из этих ассоциаций, но и значимо разные углы наклона корреляционных прямых (рис. 51).

2. Вхождение в чермакитовую молекулу Mg на место Ca по схеме $Ca_{M_2} \rightleftharpoons Mg_{M_2}$ подтверждается прежде всего появлением отрицательной корреляционной связи в изменении содержаний Ca относительно Mg и Si , что и следует ожидать, исходя из положения теоретических промежуточных прямых в тройной системе Mg - Ch - Ca - Ch - Di при исходной молекуле Ca -чермакит. Данные связи ввиду явной ограниченности этого изоморфизма проявлены слабо и значимы только для максимальных выборок, не проявляясь в частных группировках по ассоциациям. Доказательством наличия этого изоморфизма является уже рассмотренное выше отклонение реальных прямых связи от теоретической прямой схемы $Si R_{2+} \rightleftharpoons \rightleftharpoons 2R^{3+}$ в сторону увеличения угла наклона для $R_{M_1}^{2+}$ - R_{VI}^{3+} и уменьшения его для $R_{M_1}^{2+}$ - Si . Последнее также должно происходить при вхождении Mg в позицию M_2 , когда исходной молекулой является Ca -чермакит (рис. 50). Положение реальных прямых во всех случаях внутри треугольника Mg - Ch - Ca - Ch - Di однозначно свидетельствует о появлении молекулы Mg -чермакита. Постепенное выполаживание реальных прямых связи $R_{M_1}^{2+}$ - Si при переходе от диопсидо-шпинелевых ассоциаций к ассоциациям поздних этапов формирования магнезиальных скарнов ($Di_{2,3} + Parg_{1,2} + Fl_{1,2}$ и $Di_2 + Fl + Calc$ + боровая и магнетитовая минерализации) свидетельствует об усилении в них изоморфизма $Ca_{M_2} \rightleftharpoons \rightleftharpoons Mg_{M_2}$, и, следовательно, именно в поздних генерациях диопсида магнезиальных скарнов возможно максимальное содержание Mg -чермакита. Положение реальных прямых связей около вершины диопсида объясняется тем, что пироксен, в котором проявлялся изоморфизм $Ca_{M_2} \rightleftharpoons Mg_{M_2}$, содержал значительное количество диопсида, возникшего на первом этапе формирования скарнов вследствие проявления чермакитового изоморфизма.

3. В рассматриваемой группе пироксенов изоморфизм $Fe^{2+} \rightleftharpoons Mg$ проявлен весьма слабо, что определяется прежде всего низким содержанием в них Fe^{2+} . Значимые связи установлены только в общей совокуп-

ности пироксенов всех магнезиальных скарнов и в диопсидо-шпинелевой ассоциации из скарнов малых глубин. Ослабление и даже исчезновение отрицательных связей между содержаниями Fe^{2+} и Mg , характеризующих геденбергитовую схему изоморфизма, в пироксенах из скарнов больших глубин может быть связано с появлением отрицательных корреляционных связей между содержаниями Fe^{2+} и Ca , что допускает возможность вхождения Fe^{2+} в позицию M_2 на место Ca по схеме $Ca_{M_2} \rightleftharpoons Fe^{2+}$. В этом случае можно предполагать одновременное вхождение Fe^{2+} и Mg на место Ca , что и приведет к ослаблению и даже исчезновению связей, характерных для геденбергитового изоморфизма. Значительное усиление отрицательных связей при корреляции Ca с $\Sigma R_{M_1}^{2+}$ подтверждает это. Меньший эффект усиления отрицательных связей наблюдается при корреляции Al_{VI} и Fe^{3+} с $\Sigma R_{M_1}^{2+}$, что также может свидетельствовать о том, что Fe^{2+} участвует главным образом в схеме изоморфизма $Ca_{M_2} \rightleftharpoons (Mg, Fe^{2+})_{M_2}$, а не в чермакитовом изоморфизме $2R^{3+} \rightleftharpoons Si + (Mg, Fe^{2+})_{M_1}$.

Иные соотношения характерны для пироксенов из магнезиальных скарнов малых глубин. Здесь отрицательные связи $Fe^{2+} - Mg$ выражены резко и в пироксенах из диопсидо-шпинелевых ассоциаций значимы. Отрицательные связи Fe^{2+} с Ca отсутствуют, а при корреляции содержания Ca с $\Sigma R_{M_1}^{2+}$ происходит меньшее увеличение коэффициента корреляции как по сравнению с аналогичным коэффициентом корреляции для пироксенов скарнов больших глубин, так и по сравнению с коэффициентами корреляции для Al_{VI} и Fe^{3+} с $\Sigma R_{M_1}^{2+}$. При рассмотрении пироксенов из отдельных ассоциаций для скарнов малых глубин устанавливаются даже исчезновение слабой (незначимой) корреляции между $Mg - Ca$ при расчете r для $\Sigma R_{M_1}^{2+} - Ca$ и резкое усиление (до значимых коэффициентов корреляции) связей Al_{VI} , Fe^{3+} с $\Sigma R_{M_1}^{2+}$ (табл. 22). Показательно также появление отрицательной связи Fe^{2+} с Al_{VI} в общей выборке диопсидов из скарнов малых глубин и положительной значимой связи для $Fe^{2+} - Si$ в поздних диопсидах из этих скарнов.

Таким образом, подводя итог обсуждению возможных схем изоморфных замещений в клинопироксенах магнезиальных скарнов больших и малых глубин, можно сопоставить типы изоморфизма, степень их проявления и характер распределения катионов по позициям в диопсидах разных парагенетических групп: I_1 . $Al_{VI} + Al_{IV} \rightleftharpoons Mg + Si$; $Ca_{M_2} \rightleftharpoons (Mg, Fe^{2+})_{M_2}$. Резко преобладающим является изоморфизм чермакитового типа. Отсутствует геденбергитовая схема изоморфизма; Fe^{2+} замещает Ca в позиции M_2 , Mg ; в позиции M_1 замещается главным образом Al_{VI} .

$I_{2,3}$ $(Al, Fe^{3+})_{VI} + Al_{IV} \rightleftharpoons Mg + Si$; $Ca_{M_2} \rightleftharpoons (Mg, Fe^{2+})_{M_2}$. В отличие от ранней ассоциации $Di_1 + Sp_1$ здесь степень проявления этих схем изоморфизма примерно одинаковая; Mg в позиции M_1 замещается в равной мере Al_{VI} и Fe^{3+} .

II_1 . $(Fe^{3+}, Al)_{VI} + Al_{IV} \rightleftharpoons (Mg, Fe^{2+})_{M_1} + Si$; $Ca_{M_2} \rightleftharpoons Mg_{M_2}$; $Mg_{M_1} \rightleftharpoons Fe_{M_1}^{2+}$. Резко преобладающим является чермакитовый изоморфизм; незначительно по сравнению с аналогичной ассоциацией скарнов больших глубин усиливается изоморфизм Ca и Mg в позиции M_2 ; проявлен изоморфизм геденбергитового типа; Mg_{M_1} замещается в большей степени Fe^{3+} , чем Al_{VI} .

II_2 . $Ca_{M_2} \rightleftharpoons Mg_{M_2}$; $(Fe^{3+}, Al)_{VI} + Al_{IV} \rightleftharpoons (Mg, Fe^{2+})_{M_1} + Si$; $Mg_{M_1} \rightleftharpoons Fe_{M_1}^{2+}$. Преобладающим является изоморфизм Ca и Mg в позиции M_2 . Изоморфизм чермакитового типа проявлен очень слабо, отчетливо выражен геденбергитовый изоморфизм. Mg_{M_1} замещается Fe^{3+} и Al_{VI} , большей определенности в выяснении роли трехвалентных катионов достичь не удалось; Fe^{2+} безусловно участвует в схеме чермакитового изоморфизма.

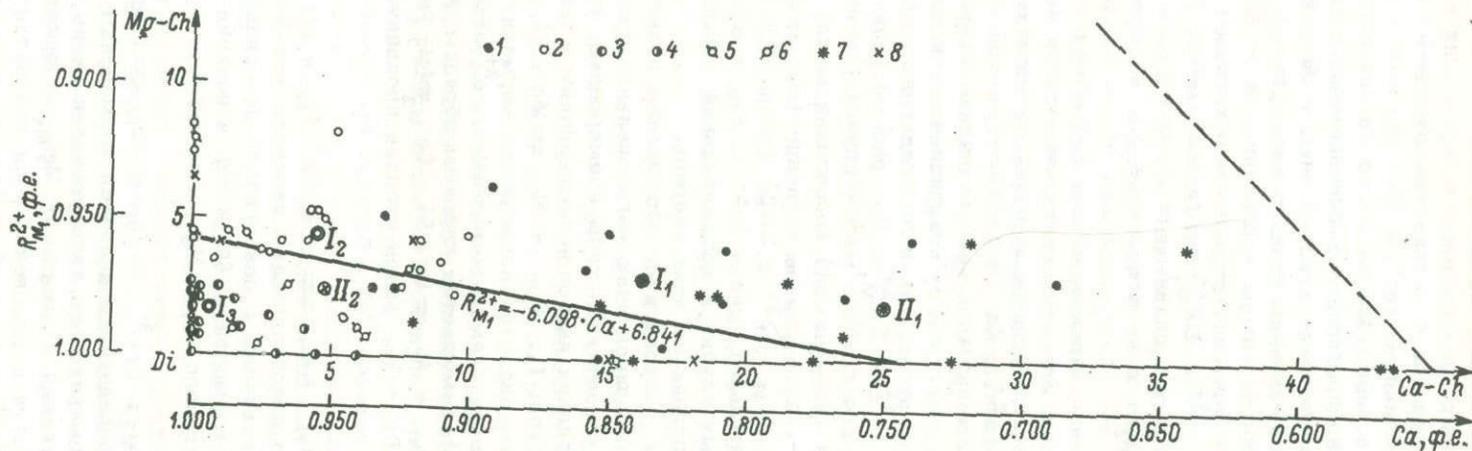


Рис. 53. Минеральный состав диопсидов из магнезиальных скарнов больших и малых глубин на тройной диаграмме $\text{Ca}-\text{Ch}-\text{Mg}-\text{Ch}-\text{Di}$.

Скарны больших глубин: 1 - первая, 2 - вторая, 3 - третья и 4 - вторая-третья генерации диопсидов, 5 - диопсиды из диопсидо-полевошпатовых и диопсидо-скаполитовых пород, 6 - диопсиды из мраморов и кальцифиров; скарны малых глубин: 7 - первая и 8 - вторая генерации диопсидов. Внутри треугольника нанесена линия связи $\text{Ca}-R_{M_1}^{2+}$ для пироксенов скарнов больших глубин.

Закономерности, эмпирические и теоретические, выявленные в результате анализа корреляционных связей элементов пироксенов, позволяют построить схему возможных изменений минерального состава диопсида. Наличие двух схем изоморфизма ($2R^{3+} \rightleftharpoons SiR_{M_1}^{2+}$ и $Ca_{M_2} \rightleftharpoons Mg_{M_2}$) должно обуславливать уменьшение количества Ca-чермакита при росте содержаний диопсида и Mg-чермакита в поздних генерациях диопсида, вплоть до полного исчезновения Ca-чермакита (рис. 50, 53). При дальнейшем развитии процесса изоморфных замещений, как уже было отмечено выше, может происходить смещение точек составов в направлении либо диопсида, либо Mg-чермакита. Исходя из общей направленности изменения давления в этом процессе, т.е. его вероятного уменьшения на стадии образования пироксенов поздних генераций, следует ожидать смещения точек составов к вершине диопсида, так как в этом случае изоморфные замещения сопровождаются увеличением объема элементарной ячейки пироксенов.

В связи с этим при пересчете изученных пироксенов на миналы основной задачей являлось максимально точное вычисление содержаний Ca- и Mg-чермакитов. Эта задача имеет определенное решение при вычислении содержания суммы чермакитовой молекулы по количеству R^{3+} , входящему в состав пироксена. При необходимости раздельного определения содержаний Ca-, Mg- и, возможно, для диопсидов больших глубин, Fe^{2+} -чермакитов задача не имеет определенного решения обычным методом. Для Fe^{2+} нами было принято его вхождение полностью в геденбергитовый минал, так как имеющийся материал не позволяет ввести в решение задачи какие-либо объективные условия, позволяющие рассчитать содержание Fe^{2+} -чермакита. Задача об определении содержаний Ca- и Mg-чермакита решалась симплекс-методом линейного программирования при определенных условиях: 1) абсолютная погрешность $[\Sigma \Delta]$ расчета состава пироксена на миналы должна быть минимальна; 2) абсолютная погрешность расчета основных компонентов ($[\Delta Si]$, $[\Delta Mg]$, $[\Delta Ca]$) должна быть пропорциональна ошибке анализа этих компонентов. Исходя из $\delta_{анал}$, приводимых Н. Л. Добрецовым, было принято, что $[\Delta Si] : [\Delta Mg] : [\Delta Ca] = 2 : 1 : 1$. Введение первого условия определяет необходимость решения задачи при $[\Delta R^{3+}] = 0$, что и дает $[\Sigma \Delta] = \min$. Введение второго условия дает возможность рассчитать содержания Ca- и Mg-чермакитов во всех образцах по единой схеме, определяющей, с одной стороны, максимально возможную и одинаковую точность такого расчета, а с другой стороны, позволяющей делать сопоставление между разными образцами с равно вероятной погрешностью.

Результаты пересчетов наших образцов приведены в табл. 23, а на рис. 53 показаны результаты расчетов для всех рассмотренных пироксенов.

Как уже было отмечено, анализ гистограмм позволил определить принадлежность группы образцов пироксенов к третьей генерации,² для которой характерно максимально высокое содержание Si и низкое Al_{IV} , Al_{VI} , Fe^{3+} . Это позволило рассчитать средние содержания диопсида, Ca- и Mg-чермакитов для всех трех генераций пироксенов (табл. 24).

2

Исключение из общей выборки пироксенов $I_{2,3}$ ($n=35$) составили пять образцов, которые не были отнесены к определенной генерации из-за отсутствия достоверных данных как по их химическому составу, так и по описанию морфологии самого минерала.

Таблица 23

Минеральный состав диопсидов из флогопитоносных магнезиальных скарнов центральной части Алданского щита

Номера анализов	Эгирин	Йохансенит	Геденбергит	Диопсид	Кальциевый чермакит	Магниевый чермакит	Si	Mg	Ca
1	5.1	1.6	36.0	53.6	1.1	2.6	-0.7	+0.4	+0.3
2	4.8	1.3	35.8	54.7	0.7	2.7	-1.0	+0.5	+0.5
3	0.8	1.4	4.9	73.1	17.8	2.0	-1.2	+0.6	+0.5
4	0.8	0.8	4.3	77.7	16.0	0.4	-2.0	+1.0	+1.0
5	0.7	1.0	4.8	84.5	6.8	2.2	-1.5	+0.7	+0.7
6	0.1	0.4	8.7	82.5	6.0	2.3	-1.7	+0.8	+0.8
7	0.7	0.3	3.5	83.6	6.8	5.1	-0.9	+0.5	+0.5
8	0.1	0.4	5.4	69.7	22.3	2.1	-0.1	+0.1	+0.05
9	0.2	0.4	6.1	74.9	14.0	4.4	-0.9	+0.4	+0.4
10	1.9	0.4	6.7	75.0	13.0	3.0	-0.5	+0.3	+0.2
11	1.5	0.4	8.9	82.5	Нет	6.7	-0.0	+1.4	-0.3
12	2.2	0.4	7.9	82.8	2.9	3.8	-0.6	+0.3	+0.3
13	0.4	0.4	6.6	80.9	7.7	4.0	-0.4	+0.2	+0.2
14	0.7	1.0	2.3	86.9	4.1	5.0	-0.8	+0.4	+0.4
15	0.7	0.8	3.5	88.3	5.9	0.8	-0.2	+0.1	+0.1

Примечание. Знак „плюс“ - избыток, „минус“ - недостаток (в %).

Средние содержания диопсида, Са- и Mg-чермакитов в пироксенах магнезиальных скарнов больших и малых глубин

Генера-ция	Ассоциация	Морфология	Са-Сл	Di	Mg-Сл
I ₁	Di ₁ + Sp ₁	Мелко-, среднезернистые породы	16.3	80.6	3.1
I ₂	Di ₂ + Parg ₁ + Fl ₁	Средне-, крупнозернистые породы	4.4	91.1	4.5
I ₃	Di ₃ + Parg ₂ + Fl ₂ + Calc + Ap + Mt + В-минералы	Мономинеральные обособления, жилы, гнезда	90.6	97.7	1.7
II ₁	Di ₁ + Sp ₁ ± (Gr + Vez + Woll)	Мелко-, среднезернистые породы	24.9	73.5	1.6
II ₂	Di ₂ + Fl + Calc + Mt + Ap + В-минералы + Clh + Ep + Serp	Средне-, крупнозернистые породы (?)	4.7	93.0	2.3

Эмпирическая направленность изменения составов пироксенов как по частным, так и по средним значениям подтверждает теоретическое построение. Изменение минерального состава пироксенов скарнов малых глубин также не противоречит предложенной схеме (табл. 24), хотя здесь не удалось обоснованно выделить пироксены третьей генерации. Возможно, именно в связи с этим средний состав пироксенов второй генерации лишь незначительно отличается от первой генерации по содержанию Mg-чермакита.

§ 2. ШПИНЕЛЬ

Шпинель представляет собой очень характерный минерал магнезиальных скарнов, являющийся одним из главных на первой стадии их возникновения. Содержание шпинели в различных породах флогопитоносных магнезиальных скарнов Алдана колеблется в пределах 2.5-22.3% (табл. 17). Характерно наличие двух или даже трех генераций шпинели: 1) шпинель из мелко- и среднезернистых диопсидо-шпинелевых пород (первичная) и из средне- и крупнозернистых диопсидо-паргаситовых, диопсид-паргасито-флогопитовых и диопсидо-флогопитовых пород (реликтовая); 2) шпинель в виде крупных кристаллов в ассоциации с мономинеральными обособлениями диопсида (Di₃), флогопита (Fl₂), паргасита (Parg₂), кальцита, часто образующих секущие жилки. Кроме того, необходимо отметить наличие шпинели в виде хорошо ограненных кристаллов в экзоконтактных зонах, где возникают флогопит-шпинелевые кальцифиты.

Наиболее полное описание разновидностей шпинели Алдана и ее химических особенностей дано в обобщающей работе В. А. Галюка и

Т а б л и ц а 25

Химический состав и кристаллохимические формулы шпинелей из флогопитоносных магнезиальных скарнов центральной части Алданского щита

Номера анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	ZnO	Cr ₂ O ₃	Сумма
5	1.90	-	63.17	2.29	12.70	0.36	19.25	0.20	He опр.	0.08	99.95
6	1.95	-	65.87	0.61	10.25	0.24	21.15	0.20	"	0.08	100.35
7	2.94	Сл.	62.75	6.63	4.92	0.09	21.05	0.73	1.10	He опр.	100.21
8	2.76	"	59.67	11.79	4.76	0.15	17.13	0.73	3.70	"	100.66

Т а б л и ц а 25 (продолжение)

Кристаллохимические формулы

Номера анализов	Mg	Fe ²⁺	Mn	Zn	Mg Σ Zn	Al	Fe ³⁺	Cr	Si	Σ
5	5.814	2.185	0.063	-	8.062	15.250	0.353	0.012	0.257	15.872
6	6.251	1.723	0.041	-	8.015	15.538	0.093	0.012	0.260	15.903
7	6.311	1.517	0.016	0.173	8.017	15.414	0.409	-	0.125	15.948
8	5.250	1.990	0.029	0.598	7.867	15.145	0.824	-	0.090	16.059

П р и м е ч а н и е. Места взятия образцов и ассоциации приведены в табл. 16.

Б.М.Шмакина (1961). Необходимо особо отметить исследование Л.Н.Шабьина (1969), в котором на основании определения оптических констант диопсида и шпинели доказано равновесное распределение в них железа. Проведенное нами изучение химического состава сосуществующих диопсидов и шпинелей (табл. 18, 25) подтвердило этот вывод. В связи с трудностью определения содержания в шпинели окисного и закисного железа в настоящее время практически нельзя делать выводов о перераспределении их в разных генерациях этого минерала. При пересчете химического состава изученных шпинелей на кристаллохимическую формулу по катионному методу в двух случаях из четырех (табл. 25, анализы 7, 8) возникает существенный недостаток катионов в позиции А (R^{2+}), что заставило нас перевести часть окисного железа в закисное. Отметим только, что в шпинелях из ассоциаций с паргаситом и флогопитом (реликтовая шпинель) обнаружены довольно высокие содержания цинка.

§ 3. ПАРГАСИТ

Паргасит является широко распространенным минералом флогопитоносных магнезиальных скарнов центральной части Алданского щита. Содержание его колеблется в пределах 1.6–25.1% (табл. 17). Отчетливо выделяются две генерации паргасита, отличающиеся морфологией минеральных агрегатов, способом и временем образования.

1. Паргасит в виде реакционных каемочек, возникающих вокруг зерен шпинели на стыке с диопсидом. При широком развитии этого процесса образуются самостоятельные мелкие зерна паргасита, содержание его в породе увеличивается и возникает диопсидо-паргаситовая порода, широко развитая среди флогопитоносных магнезиальных скарнов Алдана. Обычно она содержит реликты шпинели или, наоборот, новообразования флогопита. Химический состав и пересчеты на кристаллохимическую формулу катионным методом (Борнеман-Старынкевич, 1964) приведены в табл. 26.

2. Паргасит в виде крупных кристаллов, образующих скопления среди диопсид-шпинель-паргаситовых, диопсид-паргасито-флогопитовых и диопсидо-флогопитовых пород. Эти скопления кристаллов часто переходят в цепочки и небольшие по протяженности жилки, пересекающие вмещающие их породы. К этой же генерации паргасита относятся и его мономинеральные зонки, развитые в секущих жилах. Именно эта генерация паргасита описана М.А.Лицаревым (1961) и была охарактеризована данными химического анализа (Галюк, 1957; Сердюченко и др., 1960; Шмакин, 1961; Лицарев, 1961).

Паргаситы разных генераций достаточно различаются по содержанию Mg и Fe^{2+} , которые связаны отрицательной корреляционной зависимостью: содержание Mg минимально в паргасите первой генерации. Наиболее отчетливо это проявлено в амфиболах Куранахской группы месторождений, где Par_{g_1} содержит 3.485 ф.е. Mg и 0.595 ф.е. Fe^{2+} (табл. 26), а в Par_{g_2} количество Mg и Fe^{2+} , по данным Б.М.Шмакина (1961) и Д.П. Сердюченко (Сердюченко и др., 1960), колеблется в пределах 3.680–3.977 ф.е. и 0.235–0.157 ф.е. соответственно ($n = 3$). Менее очевидны эти соотношения для амфиболов Эмельджакской группы месторождений, где в Par_{g_1} содержание Mg изменяется от 3.201 до 3.442 ф.е., Fe^{2+} — от 0.553 до 0.428 ф.е. (табл. 26), а $Mg_{Par_{g_2}} = 3.376$ –3.785 ф.е., $Fe^{2+}_{Par_{g_2}} = 0.468$ –0.287 ф.е. ($n = 3$). Все данные заимствованы из работ М.А.Лицарева (1961) и В.А.Галюка (1957). Направленность в изменении содержаний

Таблица 26

Химический состав и кристаллохимические формулы паргаситов из флогопитоносных магнезиальных скарнов центральной части Алданского щита

Номера анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Сумма
8	38.98	0.81	18.28	3.63	4.25	0.10	14.79	12.80	1.65	2.35	1.75	99.30
9	40.36	0.26	17.02	3.95	3.55	0.09	15.80	12.58	1.61	2.51	1.80	99.53
11	42.12	0.27	14.69	3.20	4.95	0.09	16.28	12.58	1.75	1.76	2.40	100.09
12	43.26	0.45	14.09	3.00	4.60	0.16	16.04	12.80	1.89	1.75	1.55	99.59

Таблица 26 (продолжение)

Кристаллохимические формулы

Номера анализов	Na	K	Ca	ΣX	Mg	Fe ²⁺	Mn	ΣR _Y ²⁺	Al _{VI}	Fe ³⁺	Ti	ΣR _Y ³⁺	ΣY	Si	Al _{IV}	ΣZ	OH
8	0.464	0.434	1.991	2.889	3.201	0.516	0.012	3.729	0.787	0.396	0.088	1.271	5.000	5.659	2.341	8.000	1.694
9	0.450	0.461	1.943	2.854	3.396	0.428	0.011	3.835	0.708	0.428	0.029	1.165	5.000	5.817	2.183	8.000	1.731
11	0.487	0.323	1.935	2.745	3.485	0.595	0.011	4.091	0.535	0.345	0.029	0.909	5.000	6.048	1.952	8.000	2.299
12	0.527	0.322	1.973	2.822	3.442	0.553	0.020	4.015	0.612	0.325	0.048	0.985	5.000	6.223	1.777	8.000	1.487

Примечание. Места взятия образцов и ассоциации приведены в табл. 16. Пересчет на кристаллохимическую формулу выполнен по катионному методу И.Д. Борнеман-Старынкевич (1964).

трехвалентных катионов в позиции У для разных генераций паргасита, состоящая в уменьшении содержания Al_{VI} и увеличении содержания Fe^{3+} , характерна только для Эмельджакской группы месторождений. Здесь $\overline{Al}_{Parg_1} = 0.702 (0.612-0.787)$ ф.е., $\overline{Al}_{Parg_2} = 0.500 (0.143-0.769)$ ф.е. Различия в содержании Al_{VI} в паргаситах Куранаха незначимы. Большие пределы колебаний (и соответственно $S_{\bar{x}}$ и $S_{\bar{x}}$) содержаний Al_{VI} в $Parg_2$ Эмельджака делают малодостоверным и сопоставление их средних. Вывод о большем содержании Al_{VI} в паргасите первой генерации является предварительным. Практически то же самое можно сказать и о пределах колебаний и средних значениях содержаний остальных элементов: данных для суждения о направленности их изменений в процессе паргаситообразования недостаточно.

Следует подчеркнуть важный, по-видимому, вывод о том, что зависимость железистости паргасита от железистости вмещающих пород (Лицарев, 1961) касается только его второй генерации, но не установлена для первой. Так, $Parg_1$ Куранахской группы месторождений, залегающих в маложелезистых породах, содержит 0.595 ф.е. Fe^{2+} , а в $Parg_1$ Эмельджака (высокожелезистые вмещающие породы) количество $Fe^{2+} = 0.500$ ф.е. ($n = 3$). Паргаситы второй генерации значимо различаются по содержанию Fe^{2+} : в $Parg_2$ Куранаха $Fe^{2+} = 0.188$ ф.е. ($n = 3$), в $Parg_2$ Эмельджака $Fe^{2+} = 0.375$ ф.е. ($n = 3$).

§ 4. ФЛОГОПИТ

Флогопит является одним из главных минералов магнезиальных скарнов и главным полезным ископаемым большинства месторождений центральной части Алданского щита. В связи с этим в настоящее время накоплен значительный аналитический материал по флогопиту Алдана и других районов, где он является объектом добычи (главным образом Южное Прибайкалье). Однако систематизации этих данных на основе предложенной методики выполнено не было. Некоторые сведения, касающиеся выделения типов флогопитов для всех известных его парагенезисов, имеются в работе Е.Н.Ушаковой (1971), в которой приводятся также и данные корреляционного анализа содержаний катионов без оценки возможных и реально существующих схем изоморфизма.

При отборе материала мы руководствовались теми же принципами, что и при обработке данных по диопсидам. Значительные трудности вызвало определение точности анализов ($S_{анал}$). Для корректировки величин, приводимых в работах Н.Л.Добрецова и сотр. (1971) и Е.Н.Ушаковой (1971) и основанных на определении $S_{анал}$ по данным многократных повторных анализов диабаза W - 1 и гранита G - 1 (международные стандарты), были привлечены результаты, полученные В.В.Гордиенко и др. (1975) по определению $S_{анал}$ для мусковитов. Это в первую очередь касалось таких элементов, как Al и K. Расчет на кристаллохимическую формулу проводился по методу Р.Эванса (1948), уточненному М.Д.Фостер (Foster, 1960). Этот метод применялся в связи с тем, что подавляющее большинство предполагаемых схем изоморфных замещений в слюдах оставляет неизменным суммарный заряд катионной части (22), в то время как количество катионов является переменным. На величину заряда катионной части может оказывать влияние замещение оксонием $(H_3O)^+$ группы K, что, естественно, должно уменьшить положительный заряд катионной части при расчете на безводное вещество. Однако такое допущение нельзя, по-видимому, считать

Таблица 27

Химический состав и кристаллохимические формулы флогопитов из флогопитоносных магнезиальных скарнов центральной части Алданского щита

Номера анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	H ₂ O ⁺	F	Сумма	O = F ₂	Сумма
9	37.42	0.50	16.99	2.26	2.84	0.06	23.44	0.92	0.32	9.69	0.52	3.53	1.08	99.39	0.40	98.99
10	36.02	0.72	17.27	2.31	1.99	0.06	22.25	0.80	0.34	8.53	0.98	3.45	0.98	(95.70)	(0.38)	(95.32)
11	37.70	0.50	16.13	0.94	5.40	0.06	23.12	0.70	0.30	9.59	1.38	4.10	1.10	101.02	0.44	100.48
12	38.34	0.78	15.19	2.30	3.56	0.06	23.76	0.70	0.35	9.57	1.42	2.95	1.02	100.00	0.40	99.60
13	38.02	0.67	16.76	2.58	2.70	0.06	23.08	0.70	0.32	10.13	1.26	3.40	0.68	100.36	0.27	100.09

Таблица 27 (продолжение)

Кристаллохимические формулы

Номера анализов	Катионы XII координации					Катионы VI координации							Катионы IV координации			OH	F
	K	Na	Ca	Ba	ΣX	Mg	Fe ²⁺	Mn	Fe ³⁺	Al _{VI}	Ti	ΣY	Al _{IV}	Si	ΣZ		
9	0.888	0.045	0.071	0.015	1.020	2.509	0.170	0.003	0.121	0.124	0.027	2.954	1.313	2.687	4.000	1.604	0.245
11	0.883	0.042	0.054	0.039	1.018	2.487	0.326	0.003	0.051	0.092	0.027	2.986	1.280	2.720	4.000	1.973	0.251
12	0.875	0.048	0.054	0.040	1.017	2.538	0.213	0.003	0.124	0.030	0.043	2.951	1.253	2.747	4.000	1.410	0.231
13	0.921	0.046	0.059	0.030	1.056	2.451	0.161	0.003	0.139	0.118	0.036	2.908	1.290	2.710	4.000	1.616	0.153

Примечание. Места взятия образцов и ассоциации приведены в табл. 16. В анализе 10, несмотря на неоднократное повторение и проверку наличия возможных примесей полуколичественным спектральным анализом, сумма значительно отличается от 100%.

в достаточной мере обоснованным, так как более чем в половине анализов при недостатке содержания щелочей наблюдается не избыток, а недостаток содержания H_2O . В то же время пересчет по методу Эванса допускает возможность корреляционного анализа сумм катионов в позициях X, Y, Z так как система в отличие от пересчета катионным методом является открытой в отношении этих величин. Оценка корреляционных связей содержаний катионов по позициям ΣX , ΣVI дает новую информацию о возможных схемах изоморфных замещений в слюдах. Всего было обработано и рассчитано 80 анализов флогопитов из магнезиальных скарнов больших глубин. Часть анализов опубликована в трудах П.В.Калинина (1939), Л.И.Шабынина (1958), М.А.Лицарева (1961), Б.М.Шакина (1961), А.И.Цветкова и Е.П.Вальяхиной (1956), В.А.Галюка (1957), Д.А.Михайлова (1973), остальные приведены в настоящей работе (табл.27).

По морфологическим особенностям достаточно четко выделяются три генерации флогопита: I - флогопит из среднезернистых диопсид-паргасито-флогопитовых, диопсидо-флогопитовых пород, где он образует чешуйки размером от 1 до 5 мм, причем нередко наблюдается ориентировка кристаллов слюды, совпадающая с ориентировкой сланцеватости вмещающих пород; II - флогопит в виде крупных, иногда хорошо ограненных кристаллов, выполняющий либо центральные части мощных жил, оторочки которых сложены би- и мономинеральными зонами диопсида, паргасита, флогопита-I и нередко кальцита, либо развитый в виде гнездовых скоплений в диопсид-паргасито-флогопитовых и диопсидо-флогопитовых породах; III - флогопит, образующий хорошо ограненные кристаллы в зоне кальцифиоров и ассоциирующий здесь с кальцитом, шпинелью. К сожалению, практически все анализы флогопитов, имеющиеся в литературе, характеризуют флогопит второй генерации, который является промышленным. Непредставительность выборок по флогопитам первой и третьей генераций не позволила рассматривать их отдельно.

В связи с тем что предшествующими исследователями была достаточно точно установлена связь состава флогопита (в частности, его железистость) с составом вмещающих пород (Лицарев, 1961), отдельно рассматриваются выборки по группам месторождений, резко различающихся в этом плане (табл. 28). Сопоставление флогопитов по этим группам месторождений показывает, что влияние вмещающих пород сказывается только на содержании Fe^{2+} и соответственно Mg: флогопиты Куранахских и Слюдянских-I групп месторождений содержат минимальное количество Fe^{2+} и максимальное Mg (табл. 28). Изменение содержания Fe^{3+} подчиняется этой закономерности только в пределах одного региона, и различия в содержании окисного железа не так значительны, как закисного. В целом для флогопитов месторождений Южного Прибайкалья свойственно пониженное содержание Fe^{3+} (0.051 ф.е.) по сравнению с флогопитам Алдана ($Fe^{3+} = 0.129$ ф.е.). Попарное сопоставление содержаний Si, Al, K, Na во флогопитах Куранахской и Эмельджакско-Канкунской групп и Слюдянской-I, Слюдянской -II групп (табл. 28) показывает, что в изменении их количеств не устанавливается определенной закономерности, связанной с составом вмещающих пород. Так, например, количество Si уменьшается во флогопитах из месторождений Слюдянка-II (т.е. залегающих в железистых породах) по сравнению с флогопитами из месторождений Слюдянка-I, тогда как во флогопитах Эмельджакско-Канкунской группы месторождений содержание Si выше, чем во флогопитах Куранахской группы. Таким образом, железистость (преимущественно Fe^{2+}) и магнезиальность флогопитов являются, по-видимому, единственными показателями, зависящими от состава вмещающих пород.

Гистограммы распределений содержаний главных катионов флогопитов общей выборки (рис. 54) имеют многовершинный характер; исключе-

Таблица 28

Средние содержания и коэффициенты корреляции между катионами флогопитов магnezиальных скарнов больших глубин (Алдан, Южное Прибайкалье, Мадагаскар)

Катион-заряд	Тип	\bar{X}	S_X	$S_{\bar{X}}$	W_{VI}	Σ_{VI}	Ba	Ca	Na	K	Mn	Fe^{2+}	Mg	ΣR_y^{2+}	Fe^{3+}	Ti	Al_{VI}	ΣR^{3+}	Al_{IV}	
Si	I ₁	2.780	0.059	0.014	-0.93	-	H(-0.50)	-	+0.48	-	H(-0.52)	-0.68	(+0.46)	-	-	H(-0.44)	-	(-0.41)	-1.00	
	I ₂	2.759	0.038	0.011	-0.89	-0.71	-	H(-0.61)	(-0.39)	-	-	(+0.31)	(-0.49)	(-0.41)	-	-	-	-	-1.00	
	I	2.770	0.051	0.009	-0.92	(-0.28)	H(-0.42)	-	(+0.27)	-	-	(-0.25)	(+0.26)	-	-	H(-0.34)	-	-0.36	-1.00	
	II ₁	2.663	0.074	0.018	-0.95	-0.75	-	H(+0.67)	-0.53	-	H(+0.42)	+0.52	-0.50	-	(-0.46)	-	-	-	-0.57	-1.00
	II ₂	2.695	0.079	0.018	-0.86	(-0.42)	H(-0.48)	H	-	-	-	-	+0.48	(+0.35)	-	H(-0.39)	(-0.32)	-0.64	-1.00	
	II	2.680	0.077	0.013	-0.87	-0.56	H(-0.28)	-	-	-	-	(+0.25)	-	-	(-0.24)	H	-	-0.52	-0.96	
	III	2.720	0.079	0.010	-0.90	-0.46	H(-0.47)	H(-0.24)	-	-	-	-	-	+0.27	-0.48	-	-	(-0.20)	-0.95	
Al_{VI}	I ₁	0.074	0.064	0.016	-	-	H(-0.40)	-	-	-	-	-	(-0.47)	-0.62	(-0.38)	-	-	-0.60	0.99	
	I ₂	0.140	0.044	0.012	-	(-0.48)	H(-0.59)	H(-0.53)	-	(+0.42)	-	(-0.35)	-	-0.80	-0.70	-	-	-	-	
	I	0.103	0.065	0.012	+0.39	-0.41	H(-0.40)	H(-0.34)	-	+0.36	-	-	-0.57	-0.76	(-0.27)	H	-	-	-	
	II ₁	0.119	0.066	0.018	-	-	H(-0.45)	-	-	-	-	-	-	-	-0.73	-	-	-	-	
	II ₂	0.105	0.065	0.015	(+0.34)	(-0.36)	-	-	(-0.37)	(+0.40)	-	(-0.37)	-0.53	-0.85	-0.50	-	-	-	-	-
	II	0.111	0.065	0.011	-	-	-	-	-0.32	+0.35	-	-	-	-0.46	-0.60	-	-	-	-	-
	III	0.107	0.064	0.008	(+0.22)	(-0.23)	H(-0.18)	-	(-0.18)	+0.35	-	-	-0.38	-0.59	-0.35	H(-0.23)	-	-	-	-
Ti	I ₁	0.052	0.032	0.008	(+0.44)	-	H(+0.43)	-	H(-0.64)	-	H(+0.73)	H(+0.67)	H(-0.55)	-	-	-	-	-	-	
	I ₂	0.042	0.014	0.004	-	-	-	-	-	-	H(-0.50)	H(-0.74)	H(+0.64)	-	H(-0.54)	-	-	-	-	
	I	0.048	0.025	0.005	(+0.32)	-	H(+0.36)	-	H(-0.55)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	II ₁	0.025	0.029	0.007	-	-	H(+0.49)	-	H(+0.41)	H(-0.77)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	II ₂	0.027	0.008	0.002	-	-	H(+0.57)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	II	0.026	0.020	0.003	-	-	H(+0.34)	-	H(+0.27)	H(-0.42)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	III	0.037	0.028	0.003	-	-0.25	-	-	-	H(-0.22)	H(+0.22)	-	-	-	-	H(-0.34)	-	-	-	-

Таблица 28 (продолжение)

Катион, заряд	Тип	\bar{x}	s_x	$s_{\bar{x}}$	W_{VI}	ΣVI	Ba	Ca	Na	K	Mn	Fe^{2+}	Mg	ΣR^2_y
Fe^{3+}	I ₁	0.045	0.031	0.008	-	(-0.36)	-	H(+0.75)	-	-	-	-	-	-
	I ₂	0.060	0.026	0.007	-	-	-	H(+0.55)	-	-	H(+0.47)	+0.72	(-0.50)	(+0.44)
	I	0.051	0.029	0.005	-	-	-	H(+0.62)	-	-	H(+0.33)	+0.44	-0.39	-
	II ₁	0.108	0.071	0.017	(+0.40)	(+0.33)	-	H(-0.39)	(+0.39)	-	-	(-0.36)	-	-
	II ₂	0.148	0.052	0.012	-	(+0.35)	-	-	+0.50	-0.73	-	+0.81	-	-
	II	0.129	0.064	0.011	-	-	-	-	+0.43	(-0.29)	H(+0.34)	-	-	-
	III	0.094	0.063	0.008	+0.31	-	H(+0.32)	H(+0.33)	-	-	-	-	-0.24	-0.29
ΣR^{3+}	I ₁	0.171	0.060	0.015	(+0.45)	-0.63	-	-	-	(+0.40)	-	-	-0.90	-0.95
	I ₂	0.244	0.029	0.008	-	-0.63	H(-0.61)	-	-	(+0.53)	-	-	-	-0.33
	I	0.203	0.061	0.011	+0.49	-0.65	-	-	-	+0.39	H	+0.43	-0.81	-0.96
	II ₁	0.253	0.040	0.010	+0.63	-	H(-0.41)	H(-0.60)	(+0.49)	(+0.32)	-	-0.53	-	-0.71
	II ₂	0.275	0.055	0.012	+0.62	-	-	-	-	-	-	-	-0.76	-0.91
	II	0.256	0.049	0.008	+0.45	-	-	-	-	-	-	-	-0.42	-0.80
	III	0.238	0.061	0.007	+0.54	-0.25	-	-	-	+0.30	-	-	-	-
Mg	I ₁	2.703	0.107	0.026	-0.48	+0.66	-	-	(+0.45)	-	H(-0.43)	-0.64	-	-
	I ₂	2.488	0.099	0.027	+0.55	(+0.32)	-	-	-	(-0.44)	H(-0.82)	-0.89	-	-
	I	2.610	0.149	0.027	(-0.34)	+0.56	-	-	-	(-0.31)	H(-0.64)	-0.86	-	-
	II ₁	2.661	0.086	0.021	+0.58	+0.73	-	H(-0.66)	-	-	H(-0.56)	-0.84	-	-
	II ₂	2.510	0.074	0.017	(-0.33)	(+0.34)	-	H(-0.37)	-	-	H(-0.43)	-0.46	-	-
	II	2.579	0.109	0.018	+0.37	+0.71	H(-0.35)	H(-0.48)	-	-	H(-0.63)	-0.77	-	-
	III	2.590	0.128	0.015	-	+0.61	-	H(-0.26)	-	(-0.18)	H(-0.55)	-0.80	-	-
Fe^{2+}	I ₁	0.104	0.048	0.012	+0.68	-	-	-	(-0.39)	-	H(+0.48)	-	-	-
	I ₂	0.228	0.096	0.027	(-0.46)	-	-	-	-	-	H(+0.83)	-	-	-
	I	0.158	0.095	0.017	(+0.30)	-	-	-	-	-	H(+0.74)	-	-	-
	II ₁	0.092	0.076	0.018	-0.63	-0.48	-	H(+0.79)	-	-	H(+0.46)	-	-	-
	II ₂	0.174	0.046	0.010	-	-	-	H(+0.39)	-	-0.44	H	-	-	-
	II	0.136	0.074	0.012	-0.45	-0.44	H(+0.34)	H(+0.52)	-	-	H(+0.54)	-	-	-
	III	0.147	0.083	0.010	(-0.19)	-0.33	-	-	-	-	H(+0.58)	-	-	-

Таблица 28 (продолжение)

Катион, заряд	Тип	\bar{X}	S_X	$S_{\bar{X}}$	W_{VI}	ΣVI	Ва	Са	Na	К
Mn	I ₁	0.002	0.001	0.0002	(+0,46)	-	H(+0,65)	-	H(-0,81)	-
	I ₂	0.004	0.002	0.0006	(-0,44)	-	-	-	-	-
	I	0.003	0.002	0.0004	-	-	H(+0,44)	-	-	-
	II ₁	0.001	0.001	0.0002	(-0,43)	(-0,40)	H	-	-	H(+0,40)
	II ₂	0.003	0.001	0.0002	-	-	H(+0,45)	-	-	-
	II	0.002	0.001	0.0002	-0,37	-0,50	H(+0,33)	-	-	-
	III	0.003	0.002	0.0002	-	-0,36	-	-	-	H(+0,24)
ΣR^{2+}_y	I ₁	2,811	0,084	0,020	-	+0,84	-	-	-	(-0,38)
	I ₂	2,721	0,046	0,013	-	+0,87	H(+0,56)	-	-	-0,57
	I	2,772	0,083	0,015	(-0,28)	+0,83	-	-	-	-0,39
	II ₁	2,755	0,047	0,011	-	+0,54	-	-	(-0,38)	-
	II ₂	2,688	0,066	0,015	-	+0,53	-	-	-	-
	II	2,719	0,066	0,011	-	+0,66	-	-	-	-
	III	2,741	0,078	0,009	(-0,15)	+0,64	-	H(-0,22)	-	-0,31
К	I ₁	0,841	0,067	0,016	-	-	H(-0,42)	-	-	-
	I ₂	0,851	0,049	0,014	-	(-0,50)	-	-	-	-
	I	0,845	0,059	0,011	-	(-0,30)	H(-0,32)	-	-	-
	II ₁	0,880	0,048	0,012	-	-	H(-0,43)	-	-	-
	II ₂	0,864	0,063	0,014	-	-0,47	-	-	-0,53	-
	II	0,871	0,056	0,009	-	-	-	-	-0,37	-
	III	0,863	0,061	0,007	-	(-0,16)	-	-	-	-
Na	I ₁	0,064	0,045	0,011	-0,49	-	H(-0,48)	-	-	-
	I ₂	0,060	0,030	0,008	-	-	-	H(+0,41)	-	-
	I	0,062	0,038	0,007	(-0,32)	-	H(-0,34)	-	-	-
	II ₁	0,050	0,038	0,009	(+0,41)	-	-	-	-	-
	II ₂	0,056	0,035	0,008	-	-	-	-	-	-
	II	0,053	0,036	0,006	-	-	-	-	-	-
	III	0,058	0,037	0,004	-	-	-	-	-	-

Т а б л и ц а 28 (продолжение)

Катион, заряд	Тип	\bar{X}	S_x	$S_{\bar{X}}$	W_{IV}	ΣVI	Ва
Са	I ₁	0,009	0,016	0,004	-	(-0,36)	-
	I ₂	0,005	0,014	0,004	-	(+0,36)	-
	I	0,007	0,015	0,003	-	-	-
	II ₁	0,017	0,014	0,003	-0,79	-0,62	-
	II ₂	0,030	0,029	0,006	-	-	-
	II	0,024	0,024	0,004	-0,31	-0,36	-
	III	0,016	0,022	0,003	-	(-0,21)	H(+0,26)
Ba	I ₁	0,021	0,012	0,003	(+0,38)	-	-
	I ₂	0,020	0,007	0,002	-	-	-
	I	0,020	0,010	0,002	(+0,28)	(+0,29)	-
	II ₁	0,024	0,010	0,003	-	-	-
	II ₂	0,036	0,013	0,003	-	-	-
	II	0,031	0,013	0,002	-	-	-
	III	0,026	0,013	0,002	(+0,21)	-	-
ΣVI	I ₁	2,982	0,032	0,008	-	-	-
	I ₂	2,966	0,021	0,006	+0,61	-	-
	I	2,975	0,029	+0,005	-	-	-
	II ₁	3,008	0,033	0,008	+0,81	-	-
	II ₂	2,963	0,028	0,006	+0,65	-	-
	II	2,984	0,038	0,006	+0,76	-	-
	III	2,979	0,034	0,004	+0,62	-	-

Таблица 28 (продолжение)

Катион, заряд	Тип	\bar{x}	s_x	$s_{\bar{x}}$
W _{VI}	I ₁	0.189	0.059	0.014
	I ₂	0.220	0.032	0.009
	I	0.202	0.051	0.009
	II ₁	0.295	0.088	0.021
	II ₂	0.230	0.071	0.016
	II	0.260	0.085	0.014
	III	0.234	0.076	0.009
Al _{IV}	I ₁	1.219	0.059	0.014
	I ₂	1.241	0.038	0.011
	I	1.228	0.051	0.009
	II ₁	1.336	0.073	0.018
	II ₂	1.299	0.083	0.019
	II	1.316	0.080	0.013
	III	1.277	0.080	0.010

Примечание. I₁ - флогопиты из Слюдянских месторождений (рудники Сухой Лог, №№ 2-4, 7, Никитская заявка), залегающих в маложелезистых породах (мраморы, зеленые диопсидовые породы, биотит-гранатовые и аплитовидные биотитовые гнейсы, пегматиты), $n = 17$, $s_{\Sigma} = 0.038$, $r_{0.95} \geq 0.48$; I₂ - флогопиты из Слюдянских месторождений (рудники №№ 1,2), залегающих в железистых породах (пироксен-амфиболовые, биотит-гранатовые гнейсы), $n = 13$, $s_{\Sigma} = 0.042$, $r_{0.95} \geq 0.55$; I - суммарная выборка флогопитов Слюдянских месторождений, $n = 30$, $s_{\Sigma} = 0.039$, $r_{0.95} \geq 0.36$; II₁ - флогопиты из Куранахской группы месторождений, залегающих в маложелезистых породах (контакты мраморов с диопсидовыми гранито-гнейсами, биотит-гиперстеновыми и биотитовыми гнейсами), $n = 17$, $s_{\Sigma} = 0.034$, $r_{0.95} \geq 0.48$; II₂ - флогопиты из Эмельджакской и Канкунской групп месторождений, вмещающие породы с высоким содержанием железа (двупироксеновые, амфибол-диопсидовые, амфибол-биотитовые гнейсы и сланцы), $n = 20$, $s_{\Sigma} = 0.038$, $r_{0.95} \geq 0.44$; II - суммарная выборка флогопитов Алдана, $n = 37$, $s_{\Sigma} = 0.036$, $r_{0.95} \geq 0.32$; III - суммарная выборка флогопитов Южного Прибайкалья, Алдана, Мадагаскара, $n = 69$, $s_{\Sigma} = 0.038$, $r_{0.95} \geq 0.24$.

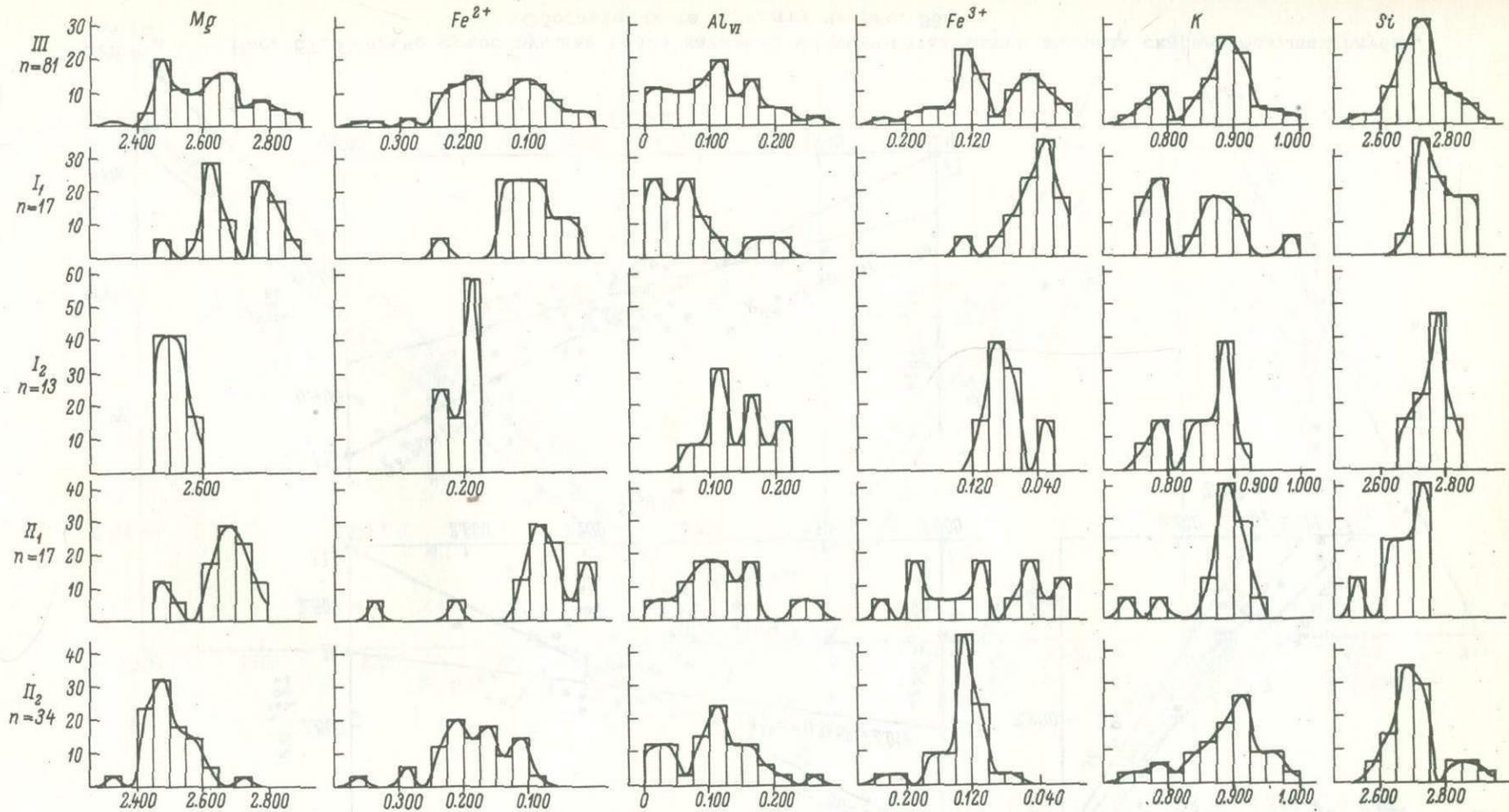


Рис. 54. Распределение главных катионов во флогопитах магнезиальных скарнов больших глубин. Обозначения (римские цифры) см. в табл. 28.

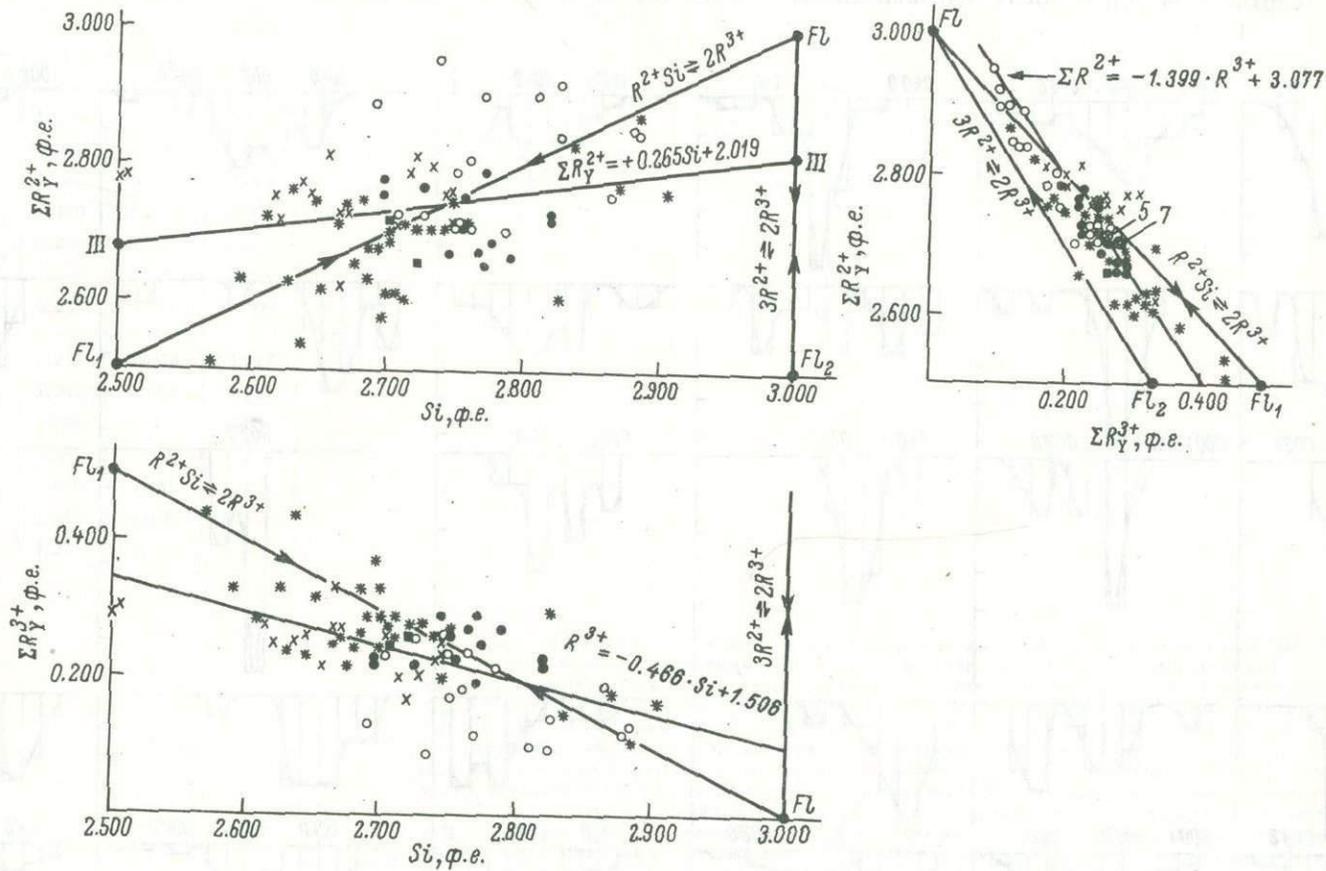


Рис. 57. Реально существующие связи катионов во флогопитах магнезиальных скарнов больших глубин. Обозначения те же, что на рис. 56.

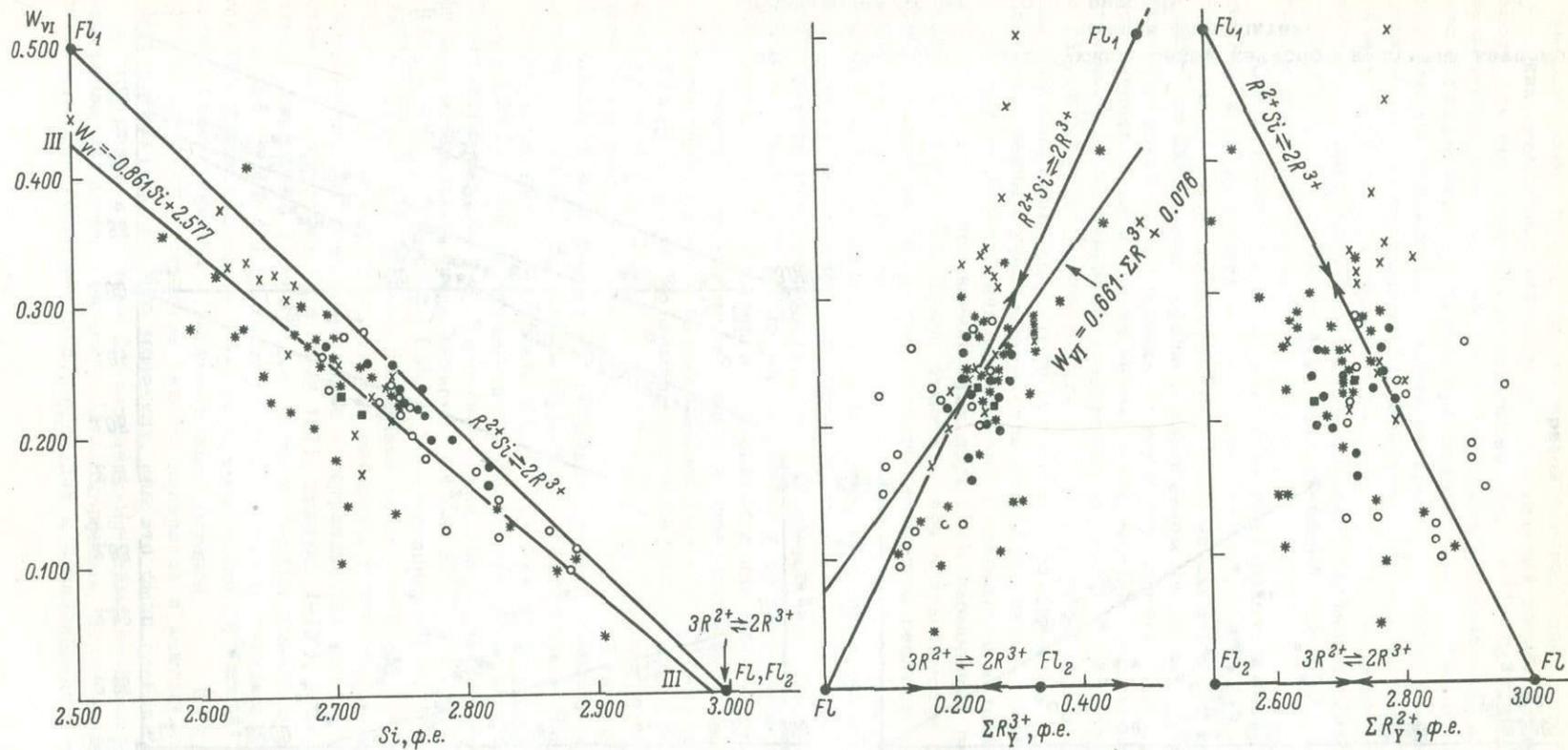


Рис. 58. Соотношения содержаний главных катионов и величины заряда октаэдрического слоя во флогопитах магнетитовых скарнов больших глубин.

Обозначения те же, что на рис. 56.

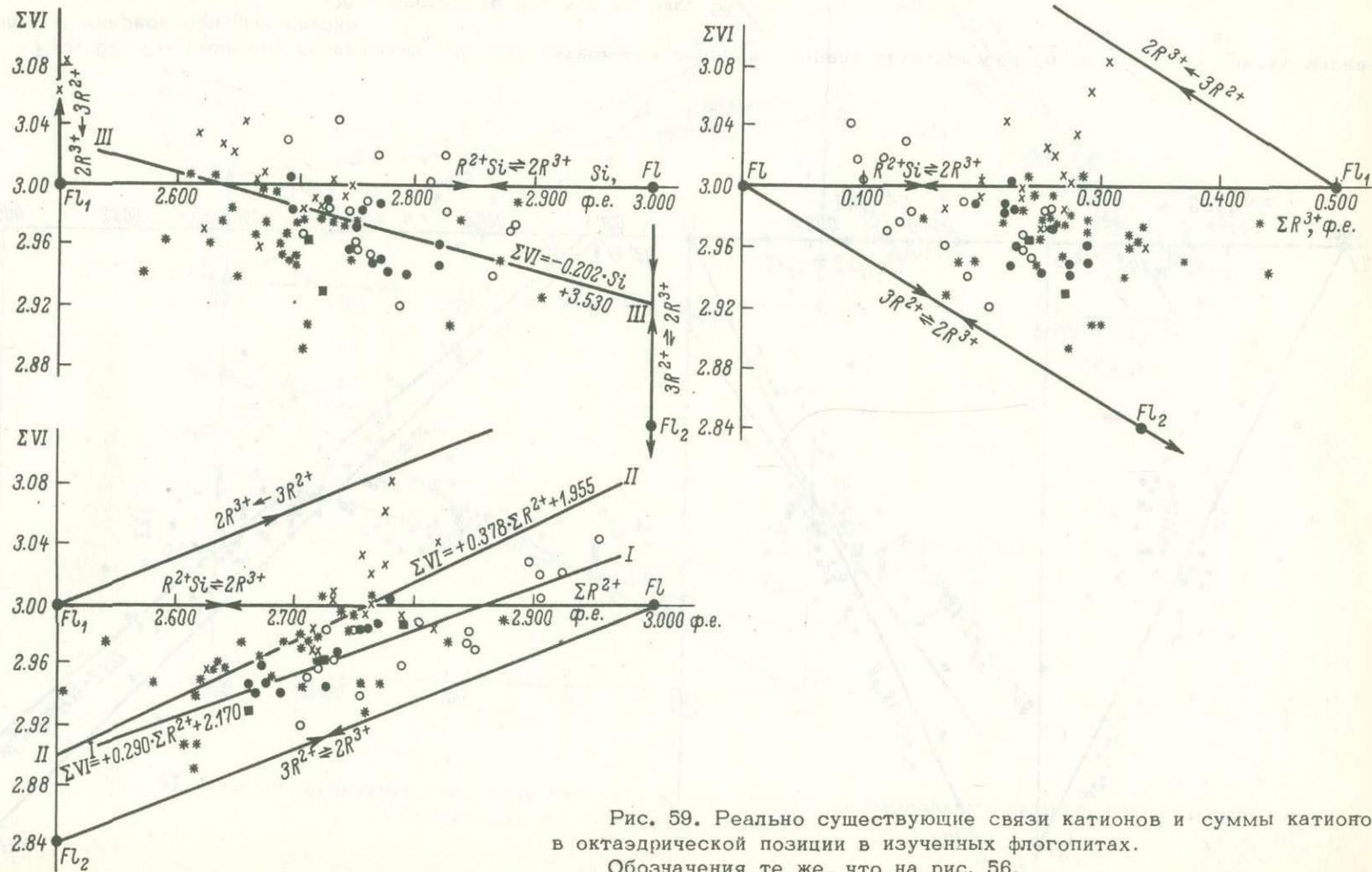


Рис. 59. Реально существующие связи катионов и суммы катионов в октаэдрической позиции в изученных флогопитах. Обозначения те же, что на рис. 56.

ние составляет только Si , на кривой распределения которого в области высоких содержаний наблюдается ступенчатый изгиб. Эта многовершинность для гистограмм распределения Mg , Fe^{2+} , Fe^{3+} отражает в первую очередь наличие двух групп флогопитов, отличающихся железистостью, что наглядно подтверждается при сопоставлении общей и частных (по группам месторождений) кривых распределения этих элементов. Однако многовершинность кривых распределения Al_{VI} может быть связана с наличием нескольких генераций минерала, что подтверждается наличием незначительных, но четко проявленных максимумов в области низких содержаний K и высоких - Al_{VI} как для общей, так и для частных гистограмм этих элементов.

Обзор исследований по вопросам изоморфных замещений в слюдах вообще и во флогопитах в частности (Фостер, 1965; Дир и др., 1966; Ушакова, 1971) показывает, что основными схемами являются следующие: 1) $3R^{2+} \rightleftharpoons 2R^{3+}$ - изоморфизм с изменением числа катионов, при котором октаэдрический слой сохраняет свою нейтральность, так как вхождение трехвалентных катионов на место двухвалентных сопровождается соответствующим незаполнением октаэдрических мест: 2) $Mg + Si \rightleftharpoons Al_{VI} + Al_{IV} (R^{2+}Si \rightleftharpoons 2R^{3+})$ - компенсационный изоморфизм, благодаря которому создается некоторый положительный заряд октаэдрического слоя, компенсируемый равным увеличением отрицательного заряда тетраэдрического слоя (или наоборот - для мусковита). Соотношения катионов и зарядов, возникающие при проявлении этих двух схем изоморфных замещений, представлены на рис. 55. Важно отметить, что в зависимости от состава исходной молекулы слюды теоретически возможны различные случаи соотношения катионов, возникающие при последующих процессах изоморфных замещений. Учитывая то обстоятельство, что направленность процесса изоморфных замещений в слюдах метасоматического генезиса должна в значительной мере контролироваться условиями кислотности-щелочности среды, теоретически возможно допущение и об изменении направленности изоморфизма во флогопитах и мусковитах с изменением pH среды. В этом случае изоморфное замещение Mg (сильное основание) Al_{VI} (слабое основание), приводящее к возникновению $Fl_1 - K (Mg_{2.50} Al_{0.50})_{3.00} [(Si_{2.50} Al_{1.50})_{4.00} O_{10}] (OH)_2$ (компенсационный изоморфизм $R^{2+}Si \rightarrow 2R^{3+}$) или $Fl_2 - K (Mg_{2.50} Al_{0.33})_{2.83} [(Si_{3.00} Al_{1.00})_{4.00} O_{10}] (OH)_2$ (изоморфизм с изменением числа катионов $3R^{2+} \leftarrow 2R^{3+}$), может при увеличении щелочности среды смениться обратной схемой - замещением слабого основания (Al_{VI}) сильным (Mg). Тогда $Fl_1 \rightarrow Fl$ при компенсационном изоморфизме $2R^{3+} \leftarrow R^{2+}Si$ или $Fl_1 \rightarrow Fl'_1 - K_{(1-x)} Mg_{3.25} [(Si_{2.50} Al_{1.50})_{4.00} O_{10}] (OH)_2$ при изоморфизме с изменением числа катионов $2R^{3+} \leftarrow 3R^{2+}$. Соответственно для Fl_2 возможны также два случая: $Fl_2 \rightarrow Fl$ (изоморфизм с изменением числа катионов $2R^{3+} \leftarrow 3R^{2+}$) и $Fl_2 \rightarrow Fl'_2 - K Mg_{2.83} [(Si_{3.35} Al_{0.65})_{4.00} O_{10}] (OH)_2$ (компенсационный изоморфизм $2R^{3+} \leftarrow R^{2+}Si$). Аналогичное допущение возможно и для мусковита. Состав Fl_1 , выбранный нами за одну из реперных точек, отражает реальные соотношения катионов в октаэдре и тетраэдре, так как, по данным большинства исследователей (Ушакова, 1971, прилож. I-IV), в биотитах и флогопитах содержание $Si \geq 2.5$ ф.е. В то же время именно для содержания Mg от 2.5 до 2.0 ф.е. существует разрыв между сериями флогопит-биотит, так что положение точки Fl_2 на прямой связи $3R^{2+} \rightleftharpoons 2R^{3+}$ также не случайно. Таким образом, флогопит трех составов (Fl , Fl_1 , Fl_2) могут рассматриваться в качестве как бы минералов и каждый из них может быть принят за исходную молекулу, как это было сделано для моноклиновых пироксенов в системе Ca -чермакит- Mg -чермакит-диопсид. Одновременное развитие двух основных схем изоморфизма, допускаемое многими исследователями (Фостер, 1965), приведет к возникновению прямой связи,

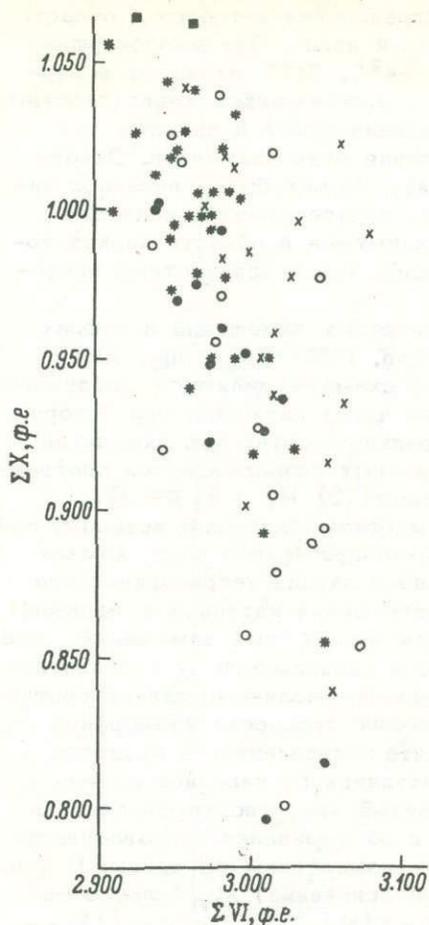


Рис. 60. Соотношение катионов позиции X и Y в изученных флогопитах.

Обозначения те же, что на рис. 56.

занимающих промежуточное положение между линиями для изоморфизма в бинарных системах $Fl - Fl_1, Fl - Fl_2, Fl_1 - Fl_2$. Дальнейший анализ предложенной теоретической интерпретации возможных схем изоморфных замещений касается положения (наклона) этих промежуточных линий в случае, если за исходную молекулу будут приняты последовательно Fl (рис. 55), Fl_1 и Fl_2 , и подробно не разбирается, так как он аналогичен такому же анализу для моноклинных пироксенов.

Оценка реальных связей между катионами флогопитов из магнезиальных скарнов больших глубин приводится в табл. 28 и на рис. 56-60. Обсуждение полученных результатов позволяет сформулировать следующие основные положения.

1. Число значимых корреляционных связей между катионами изученных флогопитов крайне ограничено, что характерно, по-видимому, вообще для группы слюд, так как аналогичная закономерность установлена Е.Н.Ушаковой для биотитов метаморфических пород и флогопитов из карбонатитов, ультраосновных пород и некоторых других парагенезисов (Ушакова, 1971). Вероятно, это определяется многообразием теоретически возможных связей между катионами флогопитов. В частности, расположение точек состава слюд на графиках корреляционной зависимости флогопитов в виде облака, вероятно, связано с наличием „веера“ прямых, описывающих промежуточные случаи изоморфизма, и возможностью изменения направления процесса изоморфных замещений под влиянием изменения рН среды.

2. Наиболее четко проявлены отрицательные связи элементов, характеризующие простую схему изовалентного изоморфизма в одной позиции (Y): $Mg \rightleftharpoons Fe^{2+}, Al_{VI} \rightleftharpoons Fe^{3+}$. В первую очередь это касается Mg и Fe^{2+} (рис. 56), в связи с чем была проведена дополнительная группировка флогопитов по содержанию в них этих элементов. Первая выборка объединяет главным образом флогопиты Куранахской и Слюдянской-I групп месторождений с содержанием Fe^{2+} 0-0.150, Mg - 2.500-2.900 ф.е. Сюда же были включены и те анализы флогопитов Эмельджакско-Канкунской группы месторождений, которые попадают в поле составов слюд этой выборки. Во вторую выборку вошли флогопиты Эмельджакско-Канкунской и Слюдянской-II групп месторождений с содержанием Fe^{2+} 0.100-0.350,

Mg - 2.300-2.650 ф.е. В результате такой группировки происходит усиление и появление значимых корреляционных связей Mg и Fe^{2+} с Si и Al_{VI} . Содержание Fe^{2+} лишь в незначительной мере зависит от количества Si и Al_{VI} и для флогопитов выделенных групп месторождений является величиной относительно постоянной. Это обстоятельство подтверждается тем, что прямые связи $Fe^{2+} - Si$, $Fe^{2+} - Al_{VI}$ имеют очень небольшой наклон относительно осей Si и Al_{VI} ; коэффициенты корреляции $Fe^{2+} - Al_{VI}$ во флогопитах двух выделенных групп имеют противоположные знаки; коэффициенты корреляции Mg - Fe^{2+} в частных выборках при любой группировке всегда значительно ниже, чем в общей выборке флогопитов из разных групп месторождений. Перегруппировка флогопитов по указанному принципу допускает, по-видимому, и еще более дробное подразделение. Так, для случая Mg - Al_{VI} достаточно отчетливо устанавливается по крайней мере четыре группы точек, для которых характерны отрицательная корреляционная зависимость в изменении содержаний Mg и Al_{VI} и возникновение "веера" прямых связей (рис. 56). Каждая прямая соответствует определенному максимальному пределу содержания Mg, тогда как его минимальное содержание и пределы колебаний количеств Al_{VI} для всех прямых одинаковы. Такое расположение линий связи полностью соответствует теоретическому в случае, если исходной молекулой является Fl_1 при совмещении двух схем изоморфизма: $2R^{3+} \leftarrow R^{2+}Si$, $2R^{2+} \leftarrow 3R^{2+}$. Слабая зависимость в изменении содержаний $Fe^{2+} - Al_{VI}$ и $Fe^{2+} - Si$ свидетельствует, по-видимому, о том, что участие Fe^{2+} в компенсационном изоморфизме и изоморфизме с изменением числа катионов весьма ограничено. В то же время относительное постоянство содержания Fe^{2+} или во всяком случае меньшие пределы его колебаний по сравнению с Al_{VI} и Si, а также усиление и появление значимых связей в случае корреляции Fe^{2+} с Al_{VI} и Si позволяют утверждать, что Fe^{2+} входит в структуру флогопита до появления указанных схем изоморфизма.

3. Очевидно преобладание в изученных флогопитах компенсационного изоморфизма ($R^{2+}Si \rightleftharpoons 2R^{3+}$), что подтверждается следующими фактами а) Наличие положительных корреляционных связей Mg и Fe^{2+} с Si и отрицательных - Fe^{3+} , отчасти Al_{VI} , Ti с Si, которые являются "наведенными" и возникают как следствие замещений $R^{2+} \rightleftharpoons R^{3+}$ (октаэдрическая позиция) и $Si \rightleftharpoons Al_{VI}$ (тетраэдрическая позиция). Отрицательные связи Mg - Al_{VI} , установленные в изученных флогопитах, должны возникать и при изоморфизме с изменением числа катионов ($3R^{2+} \rightleftharpoons 2R^{3+}$); однако в этом случае они не сопровождаются появлением положительных связей между Si и R^{2+} и отрицательных между Si и R^{3+} . б) Точки составов флогопитов на графиках $\Sigma R_{VI}^{2+} - Si$, $\Sigma R_{VI}^{3+} - Si$ ложатся вблизи теоретических прямых связи, описывающих компенсационную схему изоморфизма, а реальные прямые в гораздо большей степени удовлетворяют гипотезе наличия именно этой связи, нежели тем зависимостям, которые возникают при изоморфизме с изменением числа катионов (рис.57). в) Величина положительного заряда октаэдрического слоя (W_{VI}), возникающего вследствие замещения двухвалентных катионов трехвалентными по схеме компенсационного изоморфизма, находится в четкой отрицательной корреляционной зависимости от содержания Si и положительной - от содержания ΣR^{3+} (рис. 58). Параметры реальных уравнений регрессии $W_{VI} - Si$, $W_{VI} - \Sigma R^{3+}$ близки параметрам уравнений теоретических прямых связи для изоморфизма $R^{2+}Si \rightleftharpoons 2R^{3+}$. Отрицательные корреляционные связи $W_{VI} - \Sigma R^{2+}$, которые следует ожидать при таком изоморфизме, проявляются при группировке флогопитов по содержанию в них Fe^{2+} , и линии связи для этих двух типов флогопитов располагаются по обе стороны от теоретической прямой связи $W_{VI} - \Sigma R^{2+}$.

4. Развитие изоморфизма с изменением числа катионов ($3R^{2+} \rightleftharpoons 2R^{3+}$) ограничено, однако имеет место, что подтверждается двумя противоположными тенденциями во взаимоотношениях катионов и величин зарядов. С одной стороны, наблюдается расположение точек составов флогопита в виде „облака“ между линиями связи компенсационного изоморфизма и изоморфизма с изменением числа катионов и ослабление в связи с этим корреляционных зависимостей между катионами. Этот случай характерен для связей $Si - R^{2+}$, $Si - R^{3+}$, $R^{3+} - W_{VI}$, $R^{2+} - W_{VI}$, из графической интерпретации которых следует, что они имеют максимальные углы (60°) между теоретическими линиями связи для двух возможных схем изоморфизма. С другой стороны, установлены гораздо более сильные корреляционные связи между теми величинами, которые участвуют и в той и в другой схеме изоморфизма и теоретические прямые связи которых расположены под меньшими углами наклона друг относительно друга. Это в первую очередь относится к $\Sigma R^{3+} - \Sigma R^{2+}$ (рис. 57), ΣVI (сумма катионов октаэдрического слоя) - ΣR^{2+} (рис. 59) и $W_{VI} - Si$ (рис. 58). Коэффициенты корреляции для $W_{VI} - Si$ наиболее высокие (до -0.95 в частных выборках), так как каждая точка прямой связи компенсационного изоморфизма характеризует соотношения этих величин при изоморфизме с изменением числа катионов.

5. К сожалению, отсутствие данных по составу генераций флогопита не позволяет уверенно судить о направленности процесса изоморфных замещений в процессе флогопитообразования - так, как это было сделано для диопсидов. Однако некоторые допущения возможны. а) Исходя из общетеоретических представлений и данных эксперимента, поздние генерации минералов должны содержать минимальное количество элементов-примесей - явление автолиза. Стремление к мономинальному составу характерно для поздних генераций минералов метаморфогенных месторождений: диопсида (наст. работа, стр.143-145), полевых шпатов и гранатов (Шуркин и др., 1962). Повышенные содержания Fe^{2+} в людвигитах ранних генераций по сравнению с поздними из магнезиальных скарнов разных глубин, установленные А.А.Маракушевым (1960), являются косвенным подтверждением высказанного предположения. Кроме того, установлено резко повышенное содержание Fe^{2+} (0.326 ф.е.) во флогопите первой генерации Куранахской группы месторождений (табл. 27) по сравнению с содержанием Fe^{2+} (0.092 ф.е.) во флогопите второй-третьей генераций той же группы месторождений (табл. 28). Эти данные должны рассматриваться как предварительные, так как имеется только один анализ флогопита первой генерации. Значимых различий в содержании Fe^{2+} и Fe^{3+} во флогопитах разных генераций Эмельджакской группы месторождений не установлено.¹ В соответствии с этими данными можно предполагать, что флогопиты более ранних генераций содержали большее количество R^{3+} и, вероятно, Fe^{2+} . Таким образом, возможно допущение, что исходной молекулой являлся флогопит составов Fl_1 .

б) Промежуточные линии связи в тройной системе $Fl - Fl_1 - Fl_2$ для

¹ Вывод Д.А.Михайлова (1973) о большей железистости флогопитов первой генерации является, вероятно, правильным. Однако его собственные данные по слюдам Эмельджакских месторождений не подтверждают этого вывода, так как полученные различия ($f_{Fl_I} = 21.0$; $f_{Fl_{II}} = 20.3$) незначимы, а привлечение данных Д. П. Сердюченко (Сердюченко и др., 1960) вряд ли является оправданным ввиду плохого качества анализов (Ушакова, 1971), а также в связи с тем, что эти анализы относятся к совершенно иной группе месторождений - Таежному магнетитовому месторождению.

большинства рассмотренных диаграмм (рис. 55) имеют одинаковый знак в случае, если исходными молекулами являются Fl и Fl_1 . Расположение реальных прямых связи (рис. 57, 58) вблизи теоретической прямой компенсационного изоморфизма, где и углы наклона промежуточных (теоретических) прямых для случаев исходной молекулы Fl или Fl_1 практически равны друг другу, делает невозможным определение таким путем состава исходной молекулы. Это относится к графикам зависимости $Si - R^{2+}$, R^{3+} , W_{VI} ; $R^{2+} - R^{3+}$, W_{VI} ; $R^{3+} - W_{VI}$. Однако при корреляции содержаний Si , R^{3+} , R^{2+} с суммой катионов октаэдрического слоя $(\Sigma VI)^2$ знаки связи противоположны в случае, если исходной молекулой являются Fl и Fl_1 . Поскольку $\Sigma VI = \Sigma R^{2+} + \Sigma R^{3+}$ и $\Sigma R^{2+} - \Sigma R^{3+}$ имеют отрицательную корреляционную связь, а знак связи ΣVI с ΣR^{2+} и ΣR^{3+} в тройных системах $Fl - Fl_1 - Fl_2$ и $Fl - Fl_1 - Fl'_1$ меняется не только в зависимости от состава исходной молекулы, но и от положения указанных тройных систем относительно оси ΣVI , достаточно надежным для определения изменения направленности связи при изменении состава исходной молекулы представляется только отношение $Si - \Sigma VI$. Наличие отрицательных связей для $Si - \Sigma VI$ (рис. 59) является подтверждением сделанного предположения о том, что Fl_1 представляет собой исходную молекулу при общем процессе флогопитообразования. Прохождению изоморфных замещений типа $Al_{VI} \leftarrow Mg$ должна способствовать щелочная среда.

6. В связи с предложенной интерпретацией возможных схем изоморфных замещений в слюдах необходимо остановиться на возможном объяснении недостатка катионов в позиции X и их избытка в позиции Y. Такие случаи не являются единичными (Ушакова, 1971, прилож. II, IV). Отсутствие положительной корреляционной зависимости между содержаниями $OH - \Sigma X$ и большое количество анализов флогопитов, в которых при недостатке ΣX наблюдается и недостаток H_2O , убеждают в том, что предположение о вхождении $(H_3O)^+$ в позицию X при недостатке в ней катионов является во всяком случае недостаточно обоснованным. Появление значимых корреляционных связей между $\Sigma Y - \Sigma X$ (рис. 60), наличие значимых отрицательных связей между содержаниями $Mg - Ca$ и (реже) $Mg - K$ (табл. 28) позволяют высказать предположение о наличии последовательной схемы изоморфных замещений типа $2K \leftarrow Ca \leftarrow Mg$. Этот изоморфизм может проявляться как следствие возникновения избытка катионов в октаэдрической позиции при проявлении изоморфизма с изменением числа катионов ($Fl_1 \rightarrow Fl'_1$, $2R^{3+} - 3R^{2+}$) или при совмещении двух основных схем изоморфизма при исходной молекуле Fl_1 в пределах тройной системы $Fl - Fl_1 - Fl'_1$.

ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССА ОБРАЗОВАНИЯ
ФЛОГОПИТОНОСНЫХ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ

В настоящее время данные о распространенности редких элементов и их количественных соотношениях широко используются, с одной стороны, для установления парагенетических и генетических взаимосвязей между породами и месторождениями полезных ископаемых, с другой стороны, как один из методов поисков этих месторождений. Данные о распределении редких элементов служат выявлению геологических и физико-химических факторов концентрации и рассеяния вещества, путей образования промышленных месторождений как самих редких элементов, так и месторождений полезных ископаемых вообще.

Геохимические особенности процесса образования магнезиальных скарнов, с которым связано возникновение месторождений флогопита, железа, бора, до настоящего времени изучены не были. Несколько опубликованных работ (Сердюченко, 1961; Михайлов, Быкова, 1966; Михайлов, Минеев, 1970) касаются только вопросов распределения редких элементов в акцессорных минералах флогопитоносных диопсидовых пород. Не вызывают сомнения актуальность и целесообразность исследований геохимии процесса магнезиального скарнирования, которые, помимо информации, имеющей значение для установления генетической связи месторождений с предполагаемыми рудоконтролирующими структурами, дают новые сведения о поведении редких элементов в условиях этого процесса. Первые результаты этих исследований (Салье, Яковлева, 1968; Салье, Минеев, 1970; Салье, 1971; Салье и др., 1972) подтверждают сказанное.

§ 1. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ
ГЛАВНЫХ ТИПОВ ПОРОД
НИМНЫРСКОЙ И ФЕДОРОВСКОЙ СВИТ

Настоящий раздел написан на основании данных полуколичественного спектрального анализа, которые приводятся в условных единицах — баллах (Юдович и др., 1970). При рассмотрении этих результатов главное внимание уделено не абсолютным количествам данного элемента, а относительным, т.е. изменению содержания элемента в какой-то серии пород относительно друг друга. Это позволяет выявить общую тенденцию поведения редких элементов. Изучались образцы, отобранные на площадях, для которых проведены специальные структурно-метаморфические исследования (гл. III, IV), так что их геологическая привязка была четко определена.

Имеющиеся данные позволяют выделить несколько групп редких элементов, присутствующих в сланцах и гнейсах федоровской и нимнырской свит.

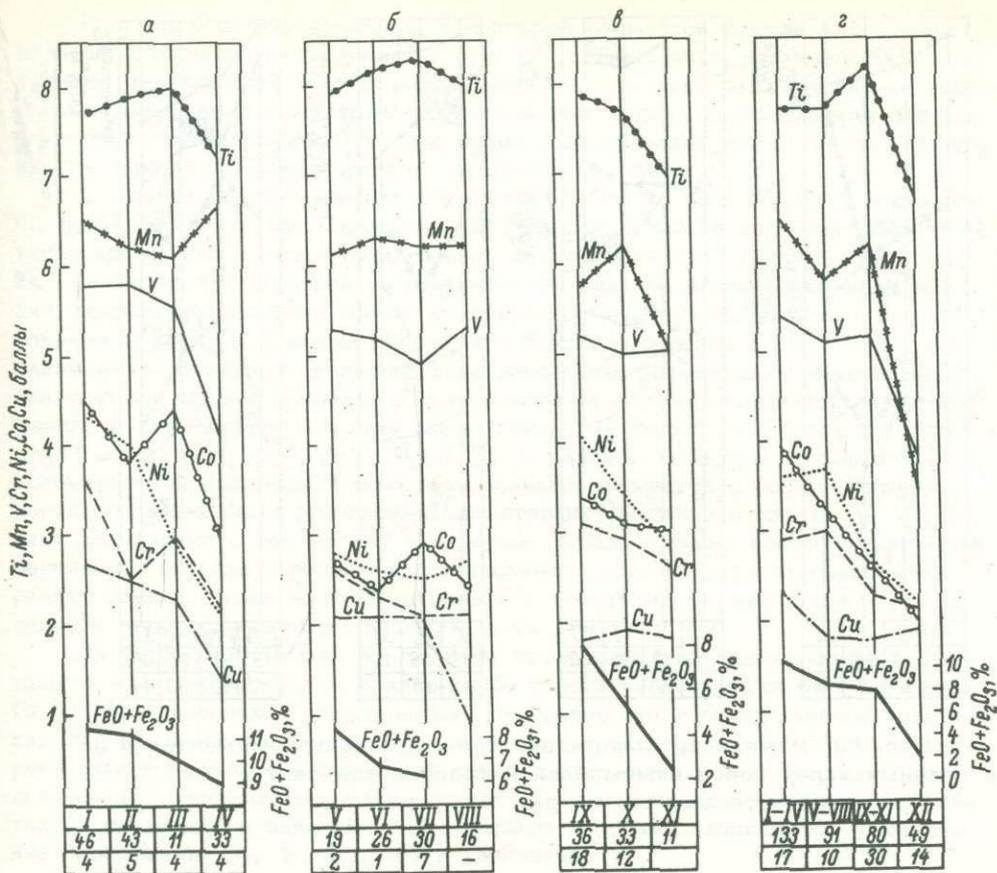


Рис. 61. Изменение содержаний элементов группы железа в главных типах пород нимырской и федоровской свит.

Сланцы основного состава федоровской свиты: I - амфибол-диопсидо-гиперстеновые, II - амфиболо-диопсидовые, III - амфиболовые с диопсидом, IV - диопсид-скаполитовые и диопсидо-плаггиоклазовые; гнейсы основного состава федоровской свиты: V - амфибол-диопсидо-гиперстеновые, VI - амфиболо-диопсидовые, VII - амфиболо-биотитовые, VIII - диопсидовые; гнейсы нимырской свиты: IX - глиноземистые, X - гиперстеновые (иногда с гранатом), XI - биотитовые. На рис. 2 приведены усредненные значения по группам перечисленных выше пород в сопоставлении с аляскиотовыми гранитами (XII). Арабские цифры: количество проанализированных образцов (верхняя строка - на редкие и малые элементы; нижняя - вычисленные средние содержания породообразующих элементов ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO , CaO , SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O). Расчеты сделаны на основании опубликованных анализов (Коржинский, 1947; Марракушев, 1958; Сердюченко и др., 1960; Лицарев, 1961; Судовиков и др., 1962а; Кулиш, Ромашкин, 1968) и данных настоящей работы (гл. IV). Для биотитовых гнейсов (XI) использован средний состав, приводимый в работе Е.А.Кулиша и А.И.Ромашкина (1968).

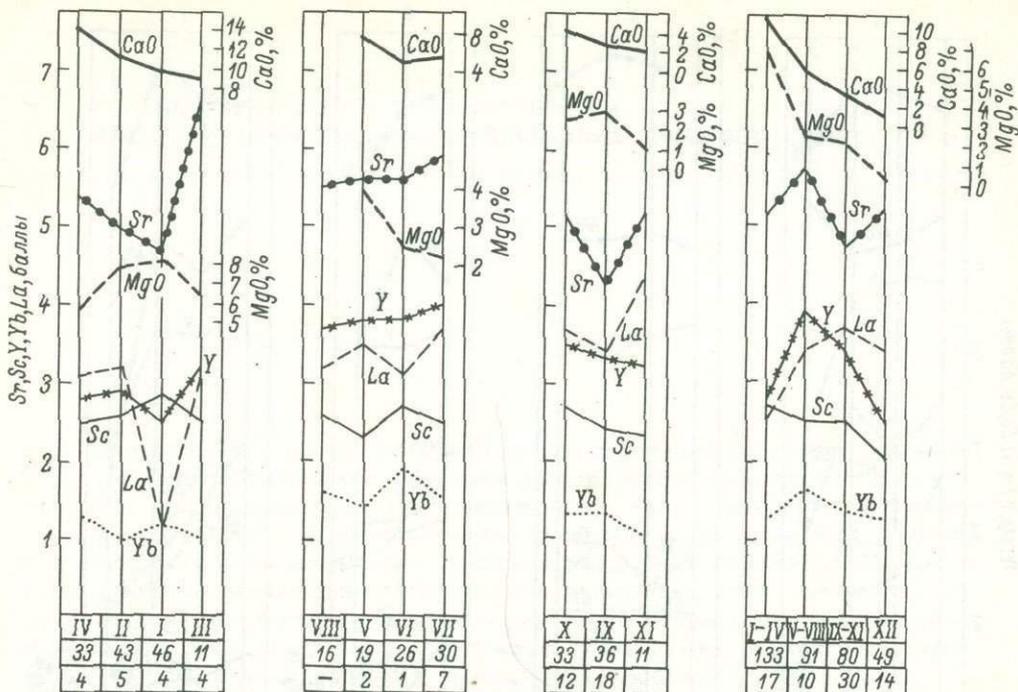


Рис. 63. Изменение содержаний редкоземельных элементов и Sr в главных типах пород нимырской и федоровской свит. Обозначения те же, что на рис. 61.

1. Элементы группы железа - Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co и Cu. Все они, кроме Cu, находятся, так же как и Fe, в четвертом периоде таблицы Менделеева, имеют сходные с ним строения электронных оболочек атомов, близкие размеры ионных радиусов и величины электроотрицательности. Исследование содержания меди для целого ряда магматических пород (Wager, Mitchell, 1951; Санделл, Голдич, 1952; Bilgrami, 1961; Серых, 1963) убедительно показали, что геохимическая история меди связана с поведением двухвалентного железа и медь в породах находится главным образом в железо-магнезиальных силикатах. Сходство ионных радиусов Cu (0.72Å) и Fe²⁺ (0.74Å) должно способствовать вхождению меди в решетку железосодержащих минералов. В связи с этим при рассмотрении закономерностей распределения этих элементов в изученных породах последние были расположены по степени уменьшения их железистости и магнезиальности.

На графике усредненных содержаний по выделенным группам пород (рис. 61) отчетливо видно уменьшение содержания Ti, V, Mn, Co, Ni, Cr, Cu с уменьшением железистости. Эта зависимость не для всех групп пород и элементов столь очевидна, но в целом можно констатировать, что распределение этих элементов (Cr, Ni, Co, Cu - в большей степени, Ti, Mn, V - в меньшей) контролируется содержанием в породах железа. При этом в гранитах по сравнению с наименее железистыми гнейсами федоровской свиты отмечены минимальные содержания Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co. В изменении содержаний Cu значимых различий между гранитами и гнейсами нет.

Гистограммы распределения содержаний элементов группы железа для изученных разновидностей сланцев (рис. 62) показывают, что наибольшее нарушение правильности кривых распределения характерно для диопсидо-плаггиоклазовых и диопсидо-скаполитовых сланцев. Форма кривых распределения для всех элементов группы гнейсов гораздо более неправильная, чем в группе сланцев; иногда характерно появление двух максимумов.

2. Группа редкоземельных элементов - Sc, Y, La, Yb, т.е. элементов III, побочной, подгруппы Периодической системы, которые по своим свойствам тесно примыкают к элементам главной подгруппы второй группы - Ca, Sr, Ba. Особенно большую роль в геохимии лантаноидов играют минералы кальция, поскольку последний может изоморфно замещаться почти всеми лантаноидами и иттрием. Скандий ввиду его близкого родства с Al, Fe и Mg занимает особое место в группе редкоземельных элементов, и некоторые исследователи рассматривают его как элемент группы железа (Борисенко, 1966). Однако и для скандия известна схема гетеровалентного замещения кальция: $3Ca^{2+} \leftarrow 2(Sc^{3+}, La^{3+}, Ce^{3+}, \dots, Lu^{3+})$. В связи с этим при рассмотрении закономерностей распределения редкоземельных элементов в разных группах пород последние были расположены по степени убывания в них Ca и Mg, что дает возможность, так же как и в случае группы железа, проследить влияние первичного состава породы и кристаллохимического фактора на накопление редких земель. Здесь же рассматривается поведение Sr ввиду широко проявленного изоморфизма этого элемента с Ca.

Из рассмотрения рис. 63 следует, что содержание редкоземельных элементов и Sr не находится в какой-либо строгой зависимости от количества Ca и Mg в породах. Установленные для группы нимьрских гнейсов содержания Y, Sc и Yb незначимы. Максимальные концентрации Y, Yb и Sr характерны для гнейсов федоровской свиты, максимальные концентрации La - для высокоглиноземистых и биотитовых гнейсов нимьрской свиты. В гранитах по сравнению с наименее кальциевыми породами наблюдается уменьшение содержания La, Y, Sc, Yb и увеличение Sr.

Особенностью гистограмм редкоземельных элементов (рис. 64) является наличие второго максимума. Так, в группе основных гнейсов второй максимум характерен для кривых распределения Y, Yb, La и отвечает концентрациям в 5-6, 3-4 и 8 баллов соответственно. В группе нимьрских гнейсов второй максимум появляется на кривых распределения Sc (5 баллов), Y (5, 8 баллов), Yb (3, 4 балла), La (6 баллов). Просмотр шлифов показывает, что высокие концентрации редкоземельных элементов, за счет которых на гистограммах появляются вторые максимумы, характерны для образцов из зон вторичного рассланцевания и регрессивного минералообразования. Таким образом, можно высказать предположение, что в процессах перекристаллизации и регрессивного метаморфизма происходит значительное перераспределение редкоземельных элементов с концентрацией их в указанных зонах. Установленное понижение содержаний редкоземельных элементов в гранитах находится в соответствии с выводами Б.Г. Лутца (1967) об уменьшении ΣTR в гранитизированных породах.

3. Элементы, которые в силу своих кристаллохимических или геохимических свойств склонны к накоплению в кислых разновидностях пород. Сюда относятся Be, Zr, Ba, Pb и Ga. Одинаковое координационное число Si и Be по отношению к кислороду, близкие ионные радиусы и электроотрицательности Be^{2+} и Si^{4+} , близкие параметры комплексов $[BeO_4]^{6-}$, $[BeF_4]^{2-}$, $[SiO_4]^{4-}$ объясняют вхождение Be в решетку силикатов (Беус, 1956). Накопление Zr в кислых разновидностях пород общеизвестно. Изоморфизм Ba и K, Ga и Al также хорошо известен из литературы. Соответственно с этим породы были расположены в общем по убыванию в них содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O .

Распределение Ва и РЬ (рис. 65) контролируется распределением К — между содержаниями этих элементов существует прямая корреляционная связь. Хорошо прослеживается зависимость количества Zr от кислотности пород: максимальные концентрации Zr характерны для наиболее кислых разностей пород в каждой рассмотренной группе и при сравнении групп друг с другом. Для Ве такая зависимость установлена в группе сланцев и нимырских гнейсов. В то же время при сравнении средних составов по группам пород наблюдается уменьшение содержания Ве в нимырских гнейсах и гранитах, т.е. в двух наиболее кислых разностях изученных пород. В изменении содержаний Ga и Al в целом устанавливается прямая корреляционная зависимость.

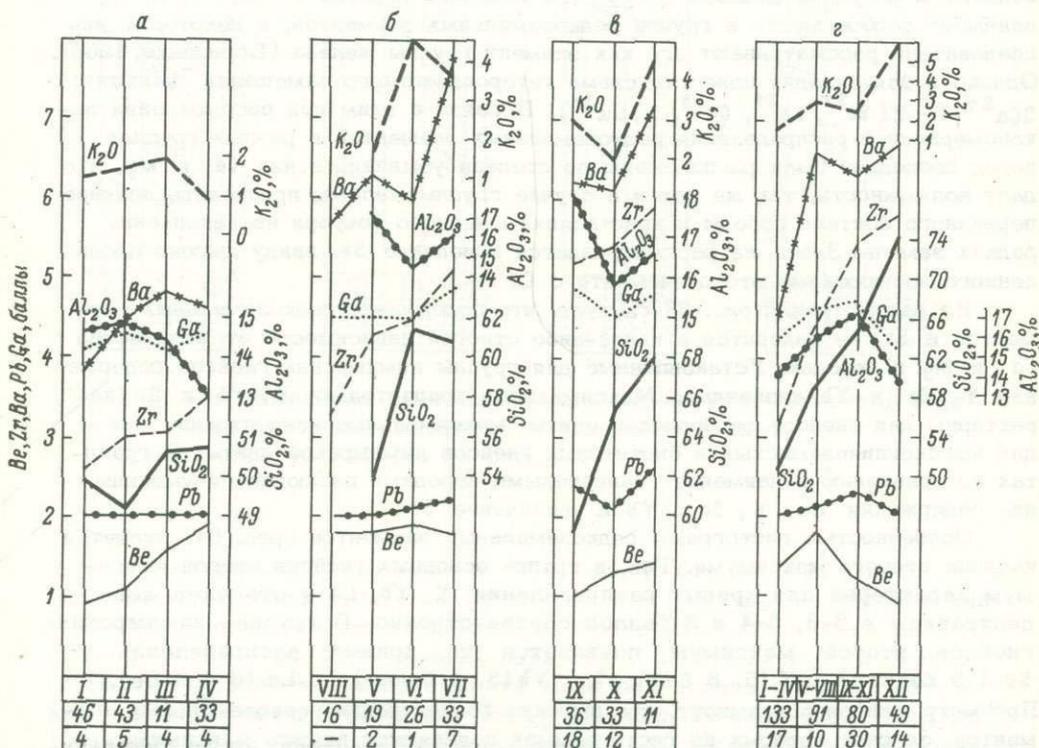


Рис. 65. Изменения содержаний Ве, Zr, Ga, Ba и РЬ в главных типах пород нимырской и федоровской свит. Обозначения те же, что на рис. 61.

Изложенный фактический материал позволяет сделать следующие выводы.

I. В изученных метаморфических породах гранулитовой фации четко выделяются две группы редких элементов.

1) Редкие элементы, содержание которых в большой степени контролируется содержанием изоморфных с ними породообразующих элементов. Сюда относятся элементы группы железа — Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co, Cu — и элементы, изоморфные с Si, Al, K, а именно Ве, Ga, Ba, Pb, а также элементы, накапливающиеся в кислых породах в силу своих геохимических свойств, например Zr. Допускается, что при наложении процессов прогрессивного регионального метаморфизма, ультраметаморфизма, регрессивного метаморфизма, т.е. всех процессов, в результате которых из осадочной поро-

ды формируется данная метаморфическая порода, кристаллохимический фактор является главным фактором, определяющим содержание данного редкого элемента в минералах, которые слагают породу.

2) Редкие элементы, закономерности распределения которых в значительной мере определяются изменениями термодинамических условий и условий кислотности-щелочности среды, возникающими при развитии вторичных, наложенных явлений. В процессе этих преобразований происходит столь сильное перераспределение редких элементов, что значение кристаллохимического фактора практически полностью исчезает. Сюда относятся в первую очередь редкоземельные элементы Sc, Y, Yb, La и, по-видимому, Sr.

II. При рассмотрении закономерностей распределения редких элементов какой-либо одной группы (например, элементов группы железа) в серии сланцы — гнейсы устанавливается, что наиболее правильные формы кривых распределения характерны для сланцев, тогда как в гнейсах всех типов наблюдается как усложнение формы кривых распределения, так и увеличение в ряде случаев дисперсии. Характерно, что и в группе сланцев наименее правильная форма кривых распределения установлена в диопсидо-скаполитовых породах, т.е. в породах, где вероятно протекание наложенных метасоматических процессов. Если допустить, что хотя бы часть изученных гнейсов представляет собой продукт переработки сланцев процессами ультраметаморфизма, то эта особенность распределения редких элементов может объясняться тем, что сланцы как наименее измененные породы в большей степени сохраняют первичные литологические особенности. Таким образом, имеющиеся данные не исключают возможности перераспределения редких элементов первой группы (Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co, Cu, Be, Zr, Ga, Ba, Pb) под влиянием наложенных процессов. Однако для выяснения этого требуются более детальные и точные методы исследования.

III. Сопоставление содержания редких элементов в аляскитовых гранитах и в изученных метаморфических сланцах и гнейсах показало, что в гранитах содержится минимальное количество Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co, Ga и Sc и максимальное Ba и Zr. Распределение содержания этих редких элементов находится в прямой зависимости от распределения содержаний соответствующих породообразующих элементов — Fe, Al, K, Si. В то же время для гранитов характерно минимальное содержание Be, Y и пониженное содержание La, Yb. Выше было отмечено, что Б.Г. Лутц (1967) установил уменьшение содержания редкоземельных элементов в процессе гранитизации глиноземистых пород Алдана от 0.08–0.01% до 0.005% ΣTR и следов. Вероятно, что и для Be возможен такой процесс, т.е. вынос этого элемента из зон гранитизации.

§ 2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ВО ФЛОГОПИТОНОСНЫХ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНАХ И ЗОНАХ ВТОРИЧНОГО РАССЛАНЦЕВАНИЯ

Данные полуколичественного спектрального анализа для флогопитоносных диопсидовых пород и вмещающих их гранитов и мраморов позволили наметить некоторые общие закономерности, которые наряду с тем, что было установлено для особенностей распределения редких элементов в породах федоровской и нимырской свит, определили выбор элементов для количественного анализа. Эти закономерности следующие (рис. 66).

1. Совершенно четко выделяется группа редких элементов (Ba, Zr, Ga, Pb), распределение которых полностью контролируется распределением таких породообразующих элементов, как Si, Al и K. Содержание их зако-

номерно уменьшается от неизменных алюмосиликатных пород к диопсидовым породам и неизменным мраморам. Некоторое увеличение количества Ва в диопсидо-полевошпатовой зоне определяется накоплением здесь К.

2. Для второй группы элементов (Ti , Mn , Ni , Cu , Y , Sc) характерна максимальная концентрация их в зоне метасоматоза – либо в диопсидо-полевошпатовой (Y , Sc , Cu), либо в диопсидо-полевошпатовой зоне и в самих диопсидовых породах (Ti), либо только в диопсидовом теле (Mn , Ni). Для

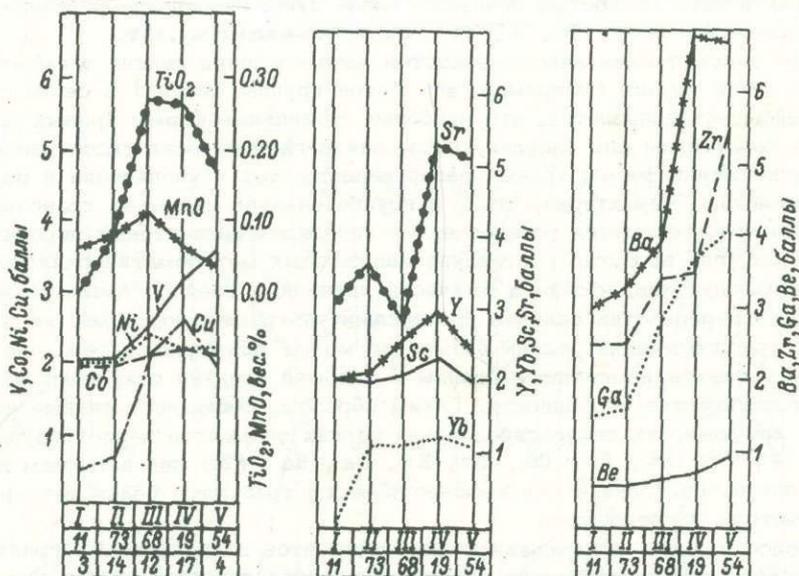


Рис. 66. Изменение содержаний TiO_2 , MnO , V , Ni , Co , Cu , Sc , Y , Yb , Sr , Ba , Be , Zr , Ga во флогопитоносных магнезиальных скарнах и вмещающих их гранитах, гнейсо-гранитах и мраморах.

Породы: I – мраморы, II – кальцифиры, III – магнезиальные скарны, IV – диопсидо-полевошпатовые породы, V – граниты и гранито-гнейсы; количество проанализированных образцов (арабские цифры): верхняя строка – полуколичественным спектральным методом, нижняя – содержание TiO_2 и MnO определено в ходе полного силикатного анализа.

Sr установлено накопление его в краевых зонах метасоматической колонки – диопсидо-полевошпатовой зоне и кальцифирах. Следовательно, только Mn и Ni из элементов группы железа продолжают сохранять зависимость своего распределения от количества Fe , которое максимально в диопсидовых метасоматитах. Распределение остальных элементов группы Fe , так же как и редкоземельных, не связано с изменением содержания соответствующего породообразующего элемента, изоморфного с ними. Количество V закономерно понижается от алюмосиликатных пород к мраморам. Таким образом, можно предполагать, что при процессах метасоматоза главную роль в распределении этих элементов играют условия кислотности-щелочности среды, а не кристаллохимический фактор.

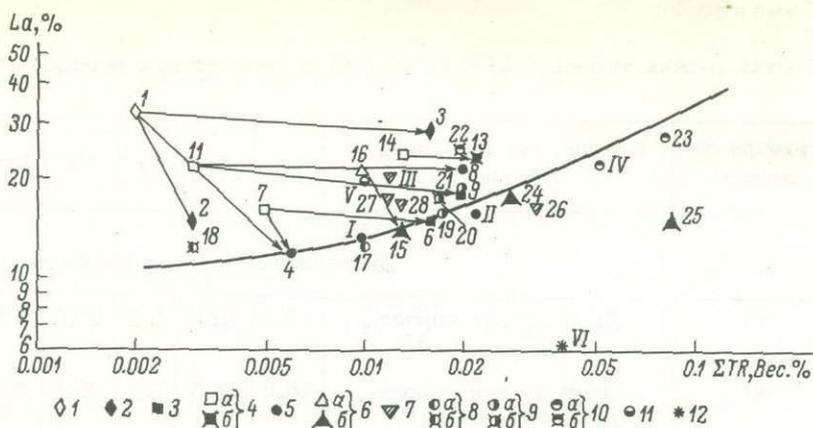


Рис. 67. Зависимость в изменении содержания ΣTR и La - коэффициента в магнезиальных скарнах, метасоматически переработанных породах, неизмененных вмещающих породах и диопсидовых сланцах и гнейсах.

1 - мраморы; 2 - кальцифиры; 3 - диопсидо-полевошпатовые породы; 4 - граниты (а - неизмененные, б - из зоны вторичного рассланцевания); 5 - диопсидовые породы; 6 - амфиболо-диопсидовые гнейсы с биотитом (а - неизмененные, б - из зоны вторичного рассланцевания); 7 - биотито-гиперстеновые гнейсы; 8 - диопсидовые гнейсы (а - неизмененные, б - из зоны вторичного рассланцевания); 9 - диопсид-скаполито-плагиоклазовые сланцы (а - неизмененные, б - из зоны вторичного рассланцевания); 10 - диопсидо-скаполитовые сланцы (а - неизмененные, б - перекристаллизованные); 11 - двупироксеновый амфиболовый сланец; 12 - ранние (верхнеэгетинские) гранитоиды второго тектоно-метаморфического цикла. Номера проб: арабские цифры - порядковые номера по таблице из работы М.Е. Салье, Д.А. Минеева (1970); римские - порядковые номера в табл. 29 настоящей работы. Стрелками показан характер изменения ΣTR и La -коэффициента для метасоматически переработанных и неизмененных породах для проб и образцов, отобранных в одном разрезе.

Распределение редкоземельных элементов

Лантаноиды

Диопсидовые породы, зоны вторичного рассланцевания, вмещающие их породы и различные диопсидовые сланцы охарактеризованы 34 расшифровками, большая часть которых опубликована ранее (Салье, Минеев, 1970); дополнительные данные приведены в табл. 29. Не останавливаясь на обсуждении частных примеров, подробно описанных в указанной работе, приведем здесь только общие выводы о закономерностях распределения лантаноидов в изученных группах пород.

Обобщение полученных данных показывает, что, с одной стороны, при образовании метасоматически измененных и перекристаллизованных пород (диопсидо-полевошпатовых, кальцифиров, пород в зонах вторичного рассланцевания и собственно диопсидовых тел) вне зависимости от первоначального со-

Таблица 29

Состав редких земель ($\Sigma TR_2O_3 = 100\%$) в диопсидовых породах

№№ п.п.	Номера образцов	Порода, место взятия образцов	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
Диопсидовые породы (месторождение)								
I	46	Диопсидовая порода, карьер 14, разрез I	13.2	52.0	3.5	20.8	2.8	0.7
II	49	Диопсидовая порода, карьер 14, разрез II	15.6	44.5	2.2	20.1	3.9	1.1
Породы зон вторичного расщепления,								
III	34-52	Биотит-гиперстеновый гнейс, район руч. Харьялаах	20.5	49.6	4.0	18.0	2.6	0.7
IV	35-1	Диопсидо-скаполитовый сланец со сфеном, левый берег руч. Харьялаах	22.4	48.2	5.4	17.3	2.0	0.2
V	1975-1	Двупироксеновый амфиболовый сланец, левый берег р. Иллымах	21.1	52.5	-	19.3	1.8	-
VI	132-3	Диопсидовые гранито-гнейсы с амфиболом. Верхнеэгетинская зона	6.2	56.2	6.0	20.7	4.2	0.4

става замещающей породы происходит общее обогащение их ΣTR при уменьшении La -коэффициента, что хорошо видно на рис. 67. Исключение составляют диопсидовые гнейсы и диопсидо-скаполитовые сланцы, которые в зонах вторичного расщепления содержат меньшие количества ΣTR . С другой стороны, в самих метасоматически измененных породах возникает прямая зависимость между изменением относительного содержания La и количеством ΣTR , характерная и для диопсидовых гнейсов и сланцев, и точки составов этих пород располагаются вблизи кривой, отражающей эту зависимость.

Сопоставление составов редкоземельных элементов на тройной диаграмме (рис. 68) $\Sigma(La - Nd) - \Sigma(Sm - Ho) - \Sigma(Er - Lu)$ (Минеев, 1965) подтверждает выводы, сделанные на основании частных примеров об относительном накоплении в диопсидовых породах и породах зон вторичного расщепления менее основных иттриевых редкоземельных элементов. В целом наблюдаемая дифференциация лантаноидов не существенна, так как все точки располагаются в области цериевых составов и не выходят за пределы цериевого треугольника ($\Sigma Ce > 80\%$).

и некоторых породах нимырской и федоровской свит

Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣTR	$\Sigma Ce-Nd$	$\Sigma Sm-Ho$	$\Sigma Er-Lu$
----	----	----	----	----	----	----	----	-------------	----------------	----------------	----------------

Угольное, Куранахская группа)

2.8	-	2.1	-	0.7	-	1.4	-	0.010	89.5	8.4	2.1
3.9	0.4	3.1	0.4	2.2	0.4	1.9	0.3	0.022	82.4	12.8	4.8

диопсидовые сланцы и верхнеэгейские гранитоиды

2.7	-	1.9	-	-	-	-	-	0.012	92.1	7.9	-
1.9	0.4	1.5	0.2	-	-	0.5	-	0.053	93.3	6.2	0.5
3.5	-	1.8	-	-	-	-	-	0.010	92.9	7.1	-
2.7	0.4	1.6	0.2	0.6	0.2	0.6	-	0.040	89.1	9.5	1.4

Скандий

Скандий в диопсидовых флогопитоносных породах присутствует, как правило, в количествах меньше 0.0010 (табл. 30, 31). Отчетливо выражено накопление его в диопсидо-полевошпатовой зоне метасоматоза при значительно меньшем содержании во вмещающих гранито-гнейсах. В кальцифирах и мраморах количество Sc меньше 0.0010 и, по данным количественных и полуколичественных определений, меньше, чем в диопсидовых породах. Накопление Sc в одной из зон метасоматоза (диопсидо-полевошпатовой) не связано, таким образом, с его выносом из непосредственно вмещающих пород.

Изучение распределения Sc в зонах вторичного расслаивания руч.Харьялаах показывает (табл. 31), что в них происходит незначительное накопление этого элемента, причем и здесь отмечается преимущественная концентрация его в амфиболо-полевошпатовых метасоматических породах с диопсидом в контакте самой зоны с вмещающими породами. В ряде случаев удалось установить перераспределение Sc, связанное с образованием зон вторичного расслаивания или регрессивным метаморфизмом амфиболитовой фации. Количество Sc в породах, подверженных регрессивным процессам метаморфизма, в 6-7 или в 2-2.5 раза превышает его содержание по сравнению с неизменными разностями этих пород.

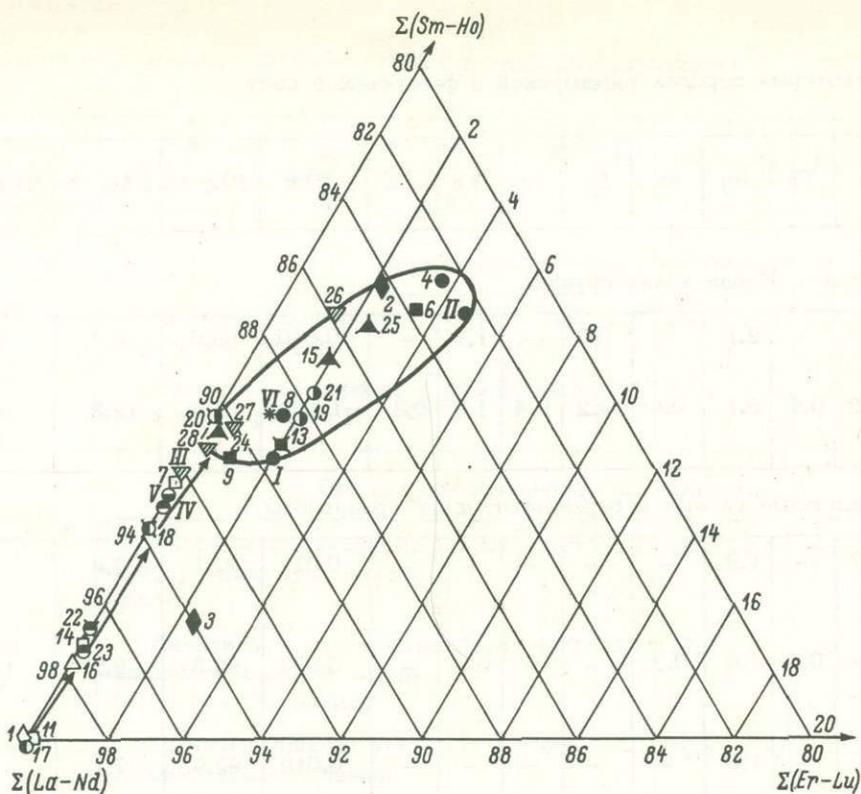


Рис. 68. Изменение состава редкоземельных элементов во флогопитоносных магнезиальных скарнах и зонах вторичного расщепления по сравнению с неизменными вмещающими породами.

Обозначения те же, что на рис. 67.

Таблица 30

Средние содержания скандия в диопсидовых и вмещающих их породах (Куранахская группа месторождений)

Мраморы	Кальцифиры	Диопсидовые породы	Диопсидо-полевошпатовые породы	Диопсидовые гранито-гнейсы
<0.0010(3)	<0.0010(11)	0.0006(6)	0.0019(11)	0.0007(2)

Примечание. В скобках - количество определений.

Таблица 31

Содержания Sc_2O_3 и Y_2O_3 в зонах вторичного расщепления, диопсидовых и вмещающих их породах

Номера проб и образцов	Породы, место взятия проб и образцов	Sc_2O_3	Y_2O_3
Месторождение Угольное, карьер 15, разрез IV			
42	Неизменный мрамор, 4-5 м от контакта	<0.0005	<0.0010
41	Серпентинизированный кальцифир, 0.1-1 м от контакта	<0.0005	<0.0010
41а	Серпентинизированный кальцифир, 0.0-0.1 м от контакта	<0.0005	0.0010
40	Диопсидовая порода	0.0008	<0.0010
38	Диопсидо-полевошпатовая порода, 0.0-0.4 м от контакта	0.0022	0.0018
38а	Диопсидо-полевошпатовая порода, 0.4-1.2 м от контакта	0.0022	0.0026
38б	Слабо измененный диопсидовый гнейс, 1.2-1.7 м от контакта	0.0008	0.0013
Месторождение Зимнее, карьер 4, разрез I			
25	Диопсидо-полевошпатовая порода, в 2 м по восстанию от диопсидового тела	0.0050	0.0026
21	Диопсидовая порода	<0.0005	<0.0010
16	" "	0.0006	<0.0010
17	Диопсидо-полевошпатовая порода, 0.0-0.9 м от контакта	0.0007	0.0012
19	Диопсидо-полевошпатовая порода, 0.9-1.5 м от контакта	0.0017	0.0014
20	Диопсидовый гранито-гнейс, 7.0-7.5 м от контакта	0.0014	0.0013
Зоны вторичного расщепления, руч. Харьялаах			
3Н-3	Биотит-амфиболовые гнейсы с диопсидом из зоны	0.0010	0.0020
3Н-10	Амфиболо-полевошпатовая порода, метасоматическая, из зоны	0.0041	0.0028
3Н-9	Биотит-гиперстеновый гнейс, вблизи зоны	0.0025	0.0016
3Н-8	То же	0.0016	0.0018
3Н-6	Гиперстеновый гнейс с амфиболом (вторичным), реликтами биотита, вблизи зоны	0.0027	0.0015

Для выяснения возможных источников Sc, приводящих к его концентрации в зоне метасоматоза, было изучено его распределение в различных сланцах и гнейсах, не подвергшихся процессам гранитизации, и в аляскитовых гранитах. По данным полуколичественного спектрального анализа, приведенным выше, количество Sc в аляскитовых гранитах в среднем равно примерно 0.0003%. Отчетливая концентрация Sc установлена в диопсидо-скаполитовых сланцах (в среднем 0.0012%), в пироксено-амфиболовых сланцах (0.0015%), в гиперстен-гранато-биотитовых гнейсах (0.0022%). Накопление Sc в метаморфических породах до содержаний, в 2-3 раза превышающих его кларковые значения, хорошо известно из литературы (Борисенко, 1964). Однако причина этого не установлена. Изложенный фактический материал позволяет поставить вопрос о возможном перераспределении и накоплении Sc в ряде случаев в связи с процессами перекристаллизации и регрессивного метаморфизма.

Иттрий

Содержания Y определены количественно только в 18 пробах (табл. 31). Эти данные свидетельствуют о тенденции к накоплению Y в диопсидо-попеллоидовых зонах метасоматического диопсидового тела и об уменьшении его содержания в диопсидовых гранито-гнейсах по мере удаления от контакта. В породах зоны вторичного рассланцевания руч. Харьялаах также устанавливается некоторое обогащение иттрием ($Y_2O_3 = 0.0024\%$) по сравнению с вмещающими их биотито-гиперстеновыми гнейсами ($Y_2O_3 = 0.0016\%$). Обобщение данных полуколичественного спектрального анализа, приведенное выше, подтверждает этот факт - Y в заметных концентрациях появляется именно в породах из зон вторичного рассланцевания безотносительно к их петрографическому составу.

Распределение редких щелочей

Закономерности распределения редких щелочей в процессах метасоматоза и рудообразования достаточно хорошо изучены на примерах редкометалльных и слюдосносных пегматитов, апогранитов и грейзенов. Геохимические особенности поведения редких щелочных металлов в процессах железо-магнетизально-кальциевого метасоматоза, так же как и в процессе образования изверженных основных пород, изучены в меньшей степени, что в значительной мере было связано с недостаточной чувствительностью методики их определения. Результаты проведенных нами исследований были изложены в специальной работе (Салье, Яковлева, 1968) и здесь приводятся только ее краткие выводы и некоторые новые данные, полученные для пород из зон вторичного рассланцевания.

1. Характерной геохимической особенностью образования метасоматических диопсидовых пород является сходное поведение в этом процессе Li и Cs и отличное - Rb. Установлено абсолютное и относительное накопление в собственно диопсидовых породах Li и Cs и уменьшение содержания здесь Rb при накоплении его относительно K (табл. 32, рис. 69, 70). Расчет баланса вещества показал, что подавляющая часть Li не была заимствована из вмещающих пород, а поступала извне. Специальными исследованиями (Салье и др., 1966) был установлен привнос в зону метасоматоза Mg. Аналогичные расчеты, проведенные для Rb, показывают, что его количество, высвобождающееся в процессе замещения алюмосиликатной породы диопсидовой, значительно превышает количество этого элемента, концентрирующееся

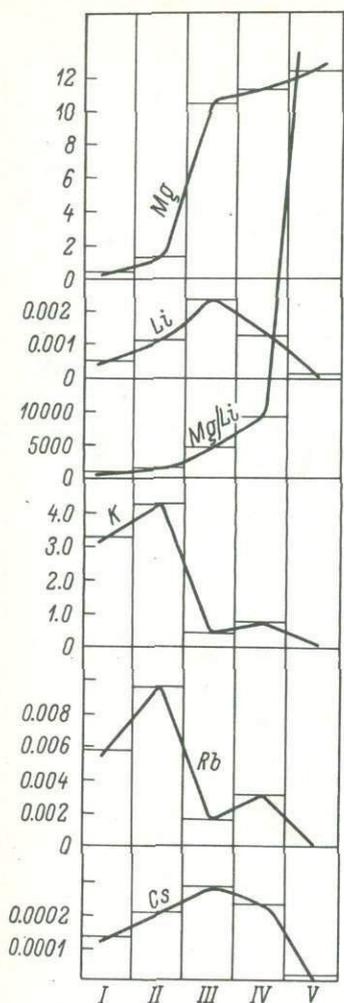


Рис. 69. Изменение содержания Mg , Li , K , Rb , Cs в магнезиальных скарнах и вмещающих их породах.

I - диопсидовые гранито-гнейсы; II - диопсидо-полевошпатовые породы; III - диопсидовые породы (магнезиальные скарны); IV - кальцифиры; V - мраморы.

породах минимальные значения. Не исключено, что некоторое разделение K и Rb в процессе образования диопсидовых пород объясняется меньшей миграционной способностью Rb (Беус, 1960), в связи с чем при наличии общего выноса K и Rb из зоны метасоматоза происходит относительное накопление там Rb .

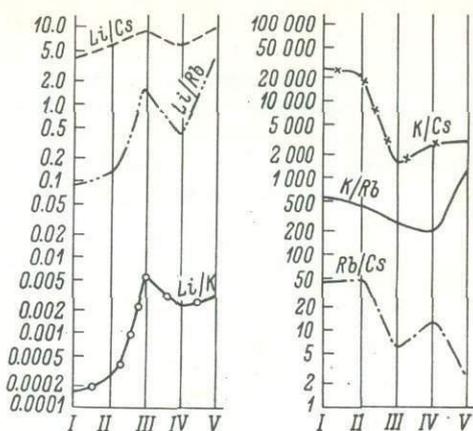


Рис. 70. Изменение отношений между редкими щелочами и калием в различных группах изученных пород.

Римскими цифрами обозначены те же разновидности пород, что и на рис. 69.

в диопсидо-полевошпатовой зоне и флогопитовых кальцифирах. Таким образом, в целом устанавливается вынос Rb из зоны метасоматоза, что характерно и для поведения K в этом процессе.

2. Геохимическая связь Li и Cs с Mg проявляется в том, что Li/Mg и Li/Cs отношения монотонно растут в ряду алюмосиликатная порода-диопсидовая порода-мрамор, и это, возможно, свидетельствует о выравнивании их химических потенциалов по Mg . С K у Li , Rb , Cs такой зависимости нет.

3. Устанавливается также обратная тенденция в относительном накоплении щелочей: Li накапливается в диопсидовых породах относительно всех других щелочных элементов (K , Rb , Cs), в то время как K/Cs , K/Rb , и Rb/Cs отношения имеют в диопсидовых по-

Таблица 32

Средние содержания редких щелочей (в %) и их отношения в главных типах изученных пород

	Диопсидо- вые грани- то-гнейсы и гнейсы	Диопсидо- полевошпа- товые по- роды	Диопсидо- вые поро- ды	Кальци- фиры	Мраморы
Li	0,00052	0,00112	0,00231	0,00126	0,000090
Rb	0,00574	0,00950	0,00156	0,00295	0,000023
Cs	0,00013	0,00020	0,00027	0,00023	0,000010
Mg	0,40	1,30	10,24	11,24	12,38
K	3,25	4,33	0,40	0,57	0,03
Mg/Li	769	1161	4433	8956	137555
Li/K	0,00016	0,00026	0,0058	0,0022	0,003
Li/Rb	0,09	0,12	1,48	0,42	3,91
Li/Cs	4,0	5,6	8,6	5,6	9,0
K/Rb	566	456	245	195	1304
K/Cs	25000	21650	1467	2533	3000
Rb/Cs	44,15	47,48	5,78	13,10	2,30
Количество опреде- лений	4	15	13	13	3

Таблица 33

Содержание редких щелочей в породах зон вторичного расщепления и во вмещающих их породах

Номера об- разцов	Породы	Rb	Li	Li/Rb
Район Куранахской группы месторождений				
K-1322	Среднезернистый диопсидовый гранит из зоны вторичного расщепления	0,0014	0,00134	0,96
K-1154-1	Амфиболо-диопсидовый гнейс с биотитом из зоны вторичного расщепления	0,0011	0,00064	0,58
K-1275	То же, 12-15 м от зоны вторичного расщепления	0,0014	0,00075	0,54
K-1149	Диопсидовый гнейс со сфеном	0,00058	0,00057	0,98
K-1270	То же, из зоны вторичного расщепления	0,00085	0,00068	0,80
K-1264	Диопсид-скаполито-плагноклазовый сланец со сфеном	0,0022	0,00103	0,47
K-1279	То же, из зоны вторичного расщепления	0,0016	0,00198	1,23

Таблица 33 (продолжение)

Номера образцов	Породы	Rb	Li	Li/Rb
Район Куранахской группы месторождений				
К-1159	Диопсидо-скаполитовый сланец с гранатом и сфеном	0.0069	0.00169	0.24
К-1345	Крупно-, неравномернозернистая диопсидо-скаполитовая порода, перекристаллизованная, возможно, из зоны	0.0017	0.00067	0.39
Зона вторичного расланцевания района ключа Харьялаах				
ЗН-3	Биотито-амфиболовый гнейс с диопсидом из зоны вторичного расланцевания	0.0098	0.00145	0.15
ЗН-10	Амфиболо-полевошпатовая метасоматическая порода из зоны вторичного расланцевания	0.0011	0.00145	1.13
ЗН-13	Амфиболо-полевошпатовая порода с диопсидом в контакте с зоной вторичного расланцевания	0.0102	0.00104	0.10
ЗН-6	Гиперстеновый гнейс с амфиболом (вторичным) и реликтами биотита	0.0057	0.00102	0.18
ЗН-7	Биотито-гиперстеновый гнейс с вторичным амфиболом	0.0014	0.00099	0.71
ЗН-8	Биотито-гиперстеновый гнейс	0.0098	0.00110	0.12
ЗН-9	То же	0.0083	0.00093	0.11

4. Имеющийся фактический материал по распределению Li в породах из зон вторичного расланцевания (табл. 33) свидетельствует об абсолютном и относительном его накоплении. Отметим, что для диопсидовых гнейсов (обр. К-1270) и диопсидо-скаполитовых сланцев (обр. К-1345), подвергшихся значительной перекристаллизации с увеличением зернистости породы в зонах вторичного расланцевания, отмечено обеднение их Li и уменьшение здесь же Li/Rb отношения по сравнению с неизменными разностями этих пород (обр. К-1149, К-1264, К-1159 соответственно). Аналогичное изменение содержания было установлено и для ΣTR.

§ 3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В СОСУЩЕСТВУЮЩИХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ ФЛОГОПИТОНОСНЫХ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ

Представлялось целесообразным изучение распределения некоторых редких элементов в сосуществующих минералах и породах последовательных зон метасоматической колонки. Помимо информации о закономерностях распределения этих элементов в минералах и вытекающих отсюда выводах о равновесности или неравновесности возникающих фаз, отношения редких щелочей (Li/K , Li/Rb , K/Rb) свидетельствуют об изменении кислотности-щелочности среды в ходе процесса в случае постоянства термодинамических условий.

Галлий

Первые сведения о распределении галлия между минералами флогопитоносных магнезиальных скарнов Алдана опубликованы А.А. Маракушевым и Ю.К. Полиным (1960). Последовательность понижения содержаний Ga в ряду $Sp \gg Par \gg Fl > Di$, установленная А.А. Маракушевым, подтверждается (табл. 34, 35). Рассмотрение зависимости содержания Ga от количества Al в породах и минералах (рис. 71) позволяет сделать вывод о наличии четкой

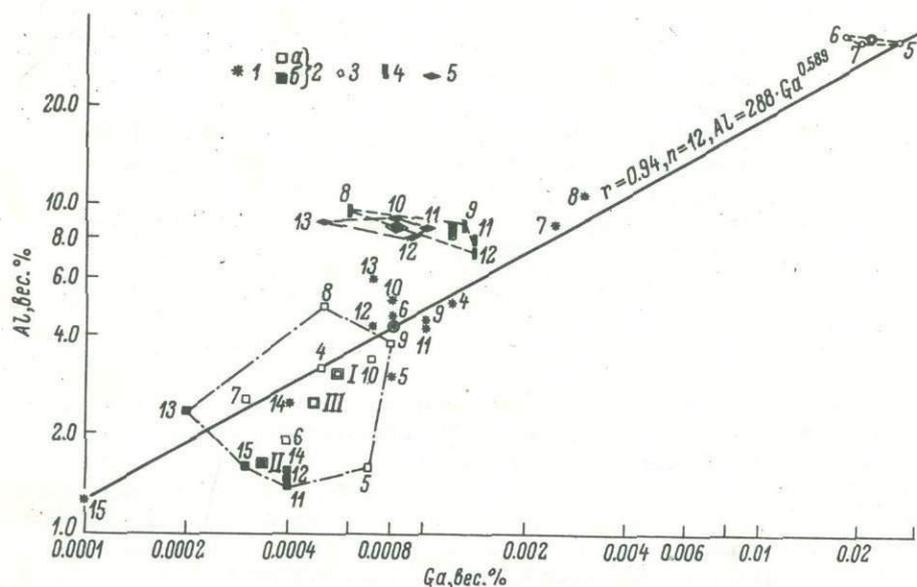


Рис. 71. Зависимость в изменении логарифмов концентраций Ga и Al в минералах и породах флогопитоносных магнезиальных скарнов.

1 - породы различных зон магнезиальных скарнов; 2 - диопсид (а - в ассоциации со шпинелью, в том числе и с реликтовой, б - в ассоциации с паргаситом, флогопитом и кальцитом); 3 - шпинель; 4 - паргасит; 5 - флогопит; сдвоенные значки - средние значения для пород и минералов; I и II - средние значения для диопсидов указанных здесь ассоциаций; III - средние значения для всех диопсидов; цифры соответствуют номерам анализов в табл. 34.

Таблица 34

Содержания Ga, Sc, Rb, Li (в вес.%) и значение Al/Ga, K/Rb, Mg/Li отношений во флогопитоносных магнезиальных скарнах и слагающих их минералах

Номера анализов	Породы и минералы	Ga	Al/Ga	Sc	Rb	Li	K/Rb	Mg/Li
4	Диопсидо-шпинелевая порода	0,0012	4175	He обн.	0,00018	0,00150	472	5967
	Диопсид	0,0005	6420	0,0003	0,00005	0,00082	400	11037
5	Диопсидо-шпинелевая порода	0,0008	3763	0,0007	0,00015	0,00160	327	5956
	Диопсид	0,0007	2271	0,0003	0,00006	0,00053	350	18642
	Шпинель	0,0260 ^x	1286	He обн.	He опр.	He опр.	-	-
6	Диопсидо-шпинелевая порода	0,0007	6571	0,0022	0,00012	0,00140	333	7014
	Диопсид	0,0004	4725	0,0054	0,00005	0,00111	220	8793
	Шпинель	0,0180 ^x	1937	He обн.	He опр.	He опр.	-	-
7	Диопсидо-шпинелевая порода с паргаситом	0,0024	3667	0,0010	0,00029	0,00325	300	3274
	Диопсид	0,0003	8433	0,0021	0,00022	0,00135	150	7415
	Шпинель	0,0200	1663	He обн.	He опр.	He опр.	-	-
8	Диопсидо-шпинелевая порода с паргаситом	0,0030	3357	0,0014	0,00067	0,00086	403	9884
	Диопсид	0,0005	9800	0,0027	0,00014	0,00046	139	16838
	Паргасит	0,0006	16117	0,0027	0,00346 ^x	0,00055 ^x	564	16218
9	Диопсид -паргасито-флогопитовая порода со шпинелью	0,0010	4450	He обн.	0,00547	0,00023	121	38043
	Диопсид	0,0008	4750	0,0005	0,00007	0,00020	129	44250
	Паргасит	0,0013	6938	0,0009	0,00292	0,00017	712	56059
	Флогопит	He опр.	-	0,0002	0,08420	0,00026	95	54346

Таблица 34 (продолжение)

Номера анализов	Породы и минералы	Ga	Al/Ga	Sc	Rb	Li	K/Rb	Mg/Li
10	Диопсид -паргасито-флогопитовая порода со шпинелью	0,0008	6400	He обн.	0,00390	0,00017	131	53765
	Диопсид	0,0007	4843	0,0015	0,00013	0,00027	362	32037
	Флогопит	0,0008	11438	He обн.	0,07730	0,00038	103	35316
11	Диопсид -паргасито-флогопитовая порода	0,0010	4230	He обн.	0,00601	0,00081	181	13086
	Диопсид	0,0004	3525	He обн.	0,00014	0,00054	214	19037
	Паргасит	0,0014	5550	" "	0,00116	0,00027	1259	36556
	Флогопит	0,0010	8540	" "	0,06000	0,00172	133	8105
12	Диопсид -паргасито-флогопитовая порода	0,0007	6171	" "	0,01940	0,00088	97	11807
	Диопсид	0,0004	3750	0,0005	0,00012	0,00083	217	11699
	Паргасит	0,0014	5329	0,0007	0,00210	0,00028	690	34536
	Флогопит	0,0009	8933	He обн.	0,10230	0,00157	78	9121
13	Диопсидо-флогопитовая порода	0,0007	8571	" "	0,04780	0,00032	95	37063
	Диопсид	0,0002	11400	0,0011	0,00006	0,00022	172	42864
	Флогопит	0,0005	17740	He обн.	0,07730	0,00033	109	44000
14	Мономинеральная диопсидовая порода, развитая по диопсидо-шпинелевой породе	0,0004	6300	0,0017	0,00013	0,00130	385	7923
	Диопсид	0,0004	3825	0,0004	0,00005	0,00114	440	8939
15	Диопсидо-кальцитовая порода	0,0001	12500	0,0007	0,00010	0,00045	230	15111
	Диопсид	0,0003	5400	0,0005	0,00003	0,00037	600	27000

Примечание. Определения содержаний Ga и Sc выполнены количественным спектральным методом, аналитик К.В. Орловская; Rb и Li - методом фотометрии пламени, аналитик С.З. Яковлева. Данные о содержаниях Al, K, Mg приведены в табл. 16. Звездочкой отмечены средние значения из двух определений.

Таблица 35

Средние содержания Ga, Al_{IV}³⁺, Al_{VI}³⁺, Sc и значения Al/Ga и Al_{IV}/Al_{VI} отношений в изученных породах и минералах

	Шпинель	Паргасит	Флогопит	Диопсид	Диопсид-I	Диопсид-II	Порода
Ga, вес. %	0.0213	0.0012	0.0008	0.00047	0.00056	0.00034	0.0011
Al, вес. %	33.83	8.48	8.65	2.47	3.04	1.67	4.95
Al _{VI} , ф.е.	-	0.661	0.080	0.059	0.071	0.041	-
Al _{IV} , ф.е.	-	2.063	1.274	0.156	0.195	0.097	-
Al/Ga	1588	7067	10812	5255	5422	4912	4498
Al _{IV} /Al _{VI}	-	3.1	15.9	2.6	2.7	2.4	-
Sc	Не обн.	0.0011	Не обн.	0.0013	-	-	0.0006
Количество определений	3	4	4	10	6	4	12

прямой корреляционной связи между этими параметрами по частным пробам только для пород, но не для минералов. Для последних эта зависимость выдерживается только в общем виде – для средних значений (табл. 35). Кроме того, выявляются две характерные особенности: поле составов диопсидов располагается непосредственно на линии регрессии, описывающей зависимость содержаний Ga и Al в породах, а поле составов шпинелей – на непосредственном продолжении линии регрессии. В то же время фигуративные точки

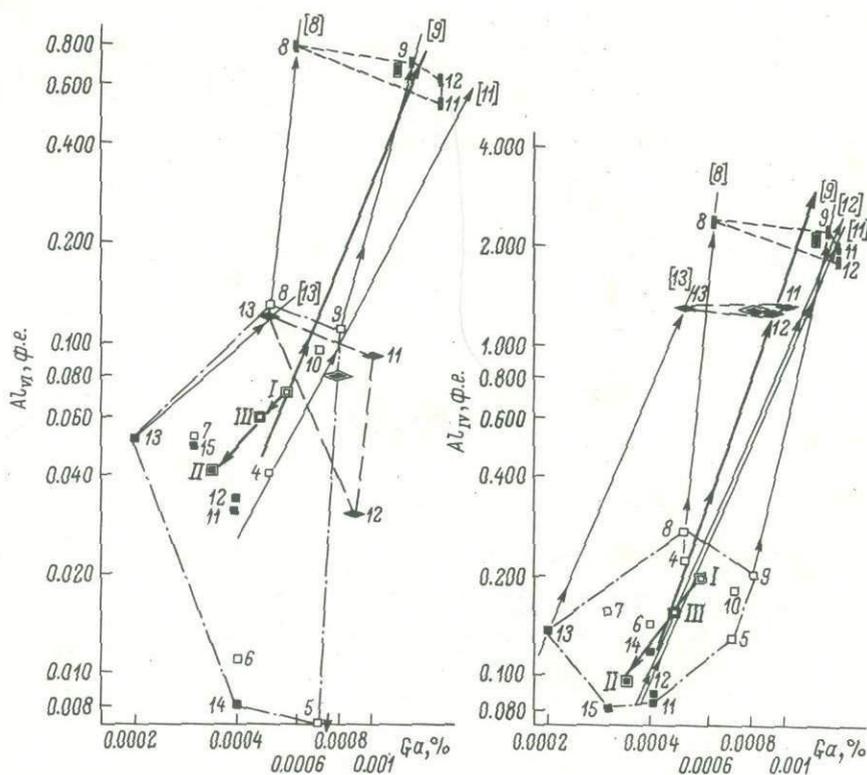


Рис. 72. Зависимость в изменении логарифмов концентраций Ga и Al_{VI} , Al_{IV} в минералах флогопитоносных магнезиальных скарнов.

Обозначения те же, что на рис. 71. В анализе 5 содержание Al_{VI} равно нулю.

составов паргасита и флогопита располагаются в стороне от этой прямой, и содержание Ga в них изменяется при практически постоянном содержании Al.

Накопление Ga относительно Al дает иной ряд последовательности минералов, который отражает последовательность их образования в природе: $Sp \gg Di > Parg > Fl$. В связи с амфотерностью свойств Ga и его способностью занимать октаэдрические и тетраэдрические позиции в структуре минералов для выяснения причин возникновения такого ряда были рассмотрены зависимости содержаний Ga от количеств Al_{VI} и Al_{IV} (табл. 35, рис. 72). Из рассмотрения этих данных следует, что существует прямая корреляционная зависимость между средними содержаниями Ga – Al_{VI} и Ga – Al_{IV} для

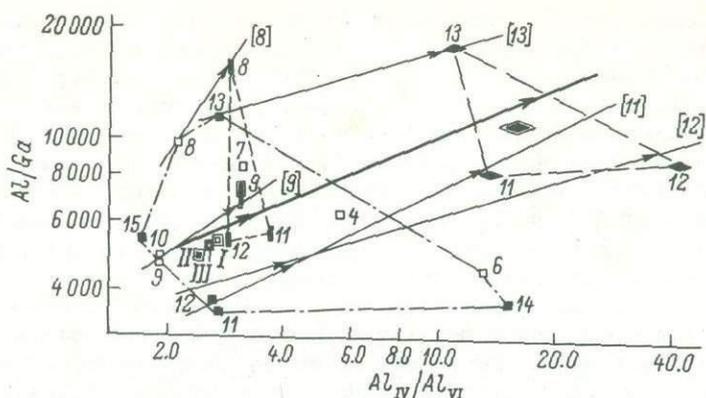


Рис. 73. Зависимость в изменении отношений Al/Ga и Al_{IV}/Al_{VI} в минералах флогопитоносных магниевых скарнов.

Обозначения те же, что на рис. 71.

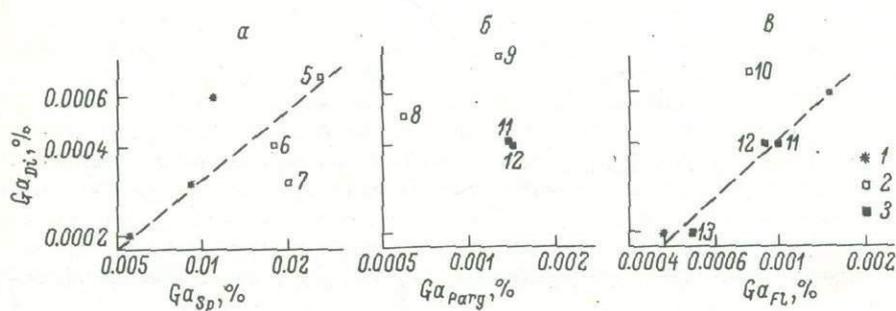


Рис. 74. Распределение Ga в парах минералов.

а - диопсид-шпинель; б - диопсид-паргасит; в - диопсид-флогопит; 1 - данные А.А. Маракушева и Ю.К. Полина (1960); 2 - диопсид в ассоциации со шпинелью; 3 - диопсид в ассоциации с паргаситом, флогопитом и кальцитом.

минералов ряда диопсид-флогопит-паргасит. Эта зависимость прослеживается и для минералов из одной парагенетической ассоциации - наклон конноид, соединяющих фигуративные точки диопсида, флогопита и паргасита из одного образца близок по наклону прямой, соединяющей средние составы. Между тем прямая корреляционная зависимость $Ga - Al_{VI}$ по средним составам складывается из трех выборок, в каждой из которых скорее проявлена тенденция к обратной зависимости между количествами Ga и Al_{VI} . Из графика зависимости $Ga - Al_{IV}$ следует, что в выборках, из которых складывается прямая корреляционная связь, тенденция к ее появлению намечается только у диопсида, а для флогопита и паргасита количество Ga изменяется независимо от содержания Al_{IV} .

Преимущественное накопление Ga в октаэдрической позиции следует из рассмотрения рис. 73, где сопоставляются отношения Al_{IV}/Al_{VI} и Al/Ga

в изученных минералах. Установленный ряд относительного накопления галлия: $Di > Parq > Fl$ соответствует такому же ряду накопления Al_{VI} относительно Al_{IV} , которое максимально в диопсиде. Так же как и в предыдущих случаях, эта зависимость проявляется только между разными минералами, но не внутри минерального вида. Она выражается наличием прямой корреляционной зависимости между средними и частными (для минералов из одного образца) значениями отношений $Al/Ga - Al_{IV}/Al_{VI}$. Таким образом, в паргасите и флогопите проявляется большая способность Ga к образованию комплекса с кислородом, что должно проходить при повышении щелочности среды в ряду минералообразования диопсид-паргасит-флогопит.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что этот ряд преимущественного вхождения Ga в октаэдрическую позицию проявляется только при сопоставлении разных минеральных видов. Для разных генераций одного минерала такой закономерности не выявлено. Диопсид ранней генерации - из ассоциаций со шпинелью - содержит большее количество Ga, Al_{IV} , Al_{VI} , но отношения Al/Ga и Al_{IV}/Al_{VI} в этих генерациях диопсида равны. Ряд фактов, а именно намечающаяся тенденция в прямой зависимости содержаний Ga и Al_{IV} (рис. 72) и обратной зависимости в изменении отношений $Al/Ga - Al_{IV}/Al_{VI}$, свидетельствует, по-видимому, о том, что в диопсиде Ga входит преимущественно в тетраэдрическую позицию, и только по сравнению с паргаситом в нем наблюдается большее накопление Ga в октаэдрической координации. Таким образом, условия среды образования диопсида также являлись щелочными, благоприятными для возникновения комплексных анионов Ga. Возникшие на первом этапе перекристаллизации значения Ga/Al и Al_{IV}/Al_{VI} сохранились в диопсиде и при его перекристаллизации на следующем этапе, в момент возникновения паргаситовой и флогопитовой минерализации.

Рассмотрение распределения Ga между минералами (рис. 74) свидетельствует о следующем: наличие прямой корреляционной зависимости для пары диопсид-шпинель, которая была выведена А.А. Маракушевым на основании трех анализов, с учетом нового материала, не исключается. Положение фигуративных точек на графике распределения Ga между диопсидом и паргаситом свидетельствует скорее об отсутствии здесь равновесных отношений. Для пары диопсид-флогопит можно, по-видимому, говорить о равновесном распределении Ga.

Скандий

Скандий обнаружен только в 21 пробе из 36 анализированных в количествах, превышающих чувствительность метода (табл. 34). При этом в семи пробах количество Sc ниже кларкового ($< 6,10^{-4}\%$). Преимущественная концентрация Sc характерна для диопсидо-шпинелевых ассоциаций, содержащих в среднем 0,0011% Sc, тогда как в породах со значительным количеством паргасита и флогопита скандий не обнаружен. В мономинеральных диопсидовых и диопсидо-кальцитовых породах количество Sc составляет в среднем 0,0012%. Главным концентратом Sc является диопсид - количество Sc в нем в диопсидо-шпинелевых ассоциациях в два раза превышает содержание Sc в породе и составляет 0,0022%; в ассоциациях с паргаситом и флогопитом в диопсиде обнаружено 0,0007%, а в мономинеральных породах и в ассоциации с кальцитом - 0,0004% Sc.

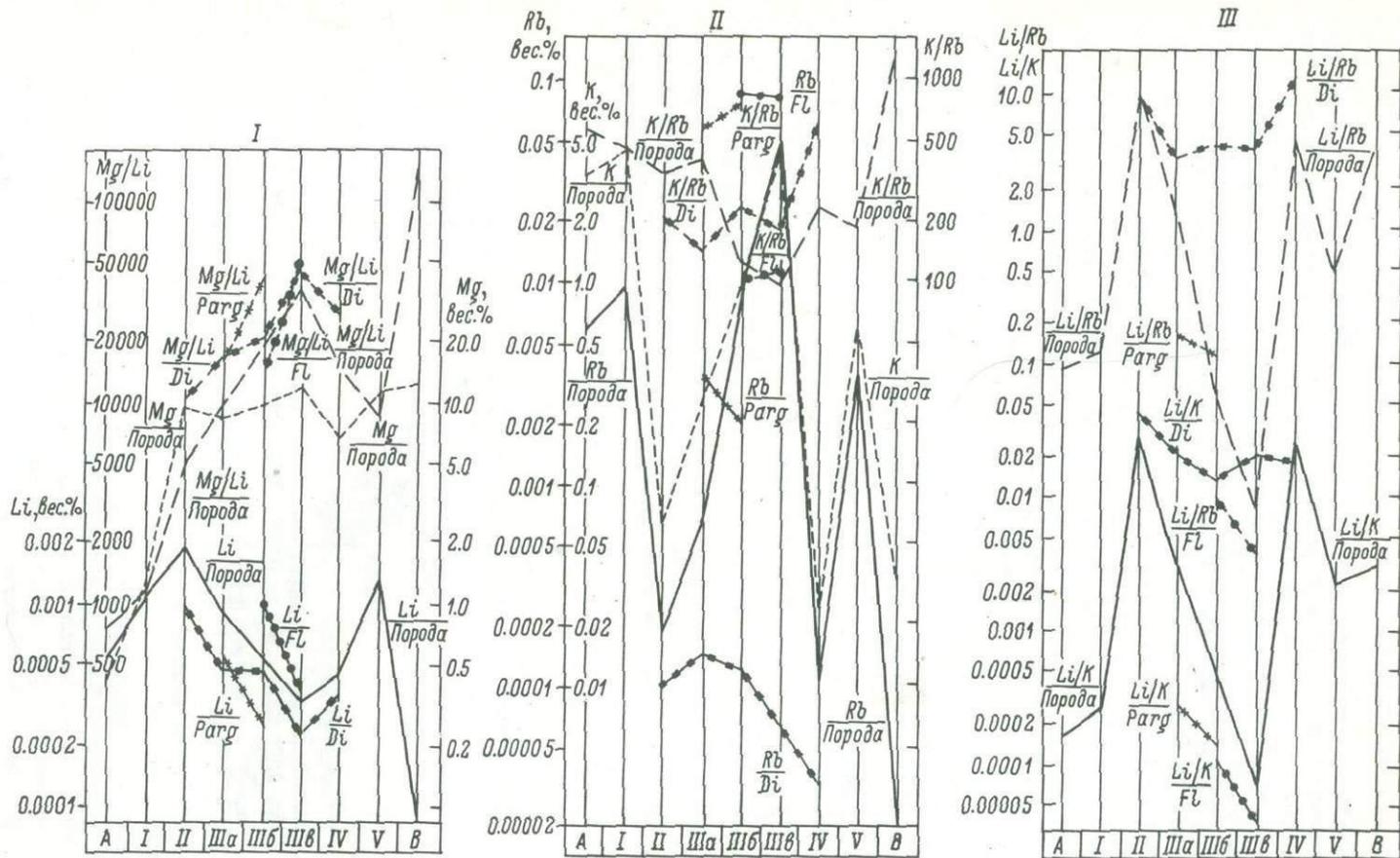


Рис. 75. Изменение содержаний Li, Mg, Rb, K и значений Mg/Li , K/Rb , Li/Rb и Li/K отношений в различных зонах и минералах флогопитоносных магнезиальных скарнов.

A - неизменная алюмосиликатная порода; B - неизменная карбонатная порода; I - диопсидо-полевошпатовая зона; V - кальцифиты; данные для этих пород приводятся в табл. 32. Остальные обозначения см. в табл. 36.

Литий

Изменение содержания Li в породах магнезиальных скарнов характеризуется наличием двух максимумов его концентрации: в диопсидо-шпинелевой зоне и в зоне кальцифиров. Минимальные концентрации Li установлены в диопсидо-флогопитовой породе и в неизменных вмещающих силикатных и карбонатных породах (табл. 32, 34, 36, рис. 75, 1). Содержание Li в минералах, слагающих зоны метасоматического диопсидового тела, находится в прямой корреляционной зависимости от содержания Li в породах этих зон, что особенно четко прослеживается на примере диопсида (рис. 75, 76).

При рассмотрении зависимости содержания Li в породе от количества слагающих ее минералов выясняется, что здесь нет никаких значимых связей, если рассматривать эту зависимость в целом, т.е. в породах всех зон, не учитывая характера парагенетических ассоциаций (табл. 37). В то же время при рассмотрении нескольких совокупностей, образованных породами одних и тех же или близких ассоциаций, обнаруживается, что зависимости, возникающие внутри зон одноэтапного образования, противоположны тем, которые устанавливаются между зонами разновременного формирования. Это обстоятельство наиболее очевидно устанавливается на примере диопсида, пергасита и флогопита (рис. 77).

Отрицательная корреляционная связь между содержанием Li и диопсида в диопсидо-шпинелевой зоне объясняется тем, что здесь, по-видимому, главным концентратом Li является шпинель. При расчетах баланса Li в каждом из анализированных образцов было установлено, что сумма количеств Li , распределенного между тремя проанализированными минералами (диопсид, паргасит, флогопит), меньше его количества, определенного по породе в целом, на 10-69% (рис. 78). При этом максимальны эти отклонения именно для диопсидо-шпинелевых пород и диопсидо-шпинелевых пород с небольшим коли-

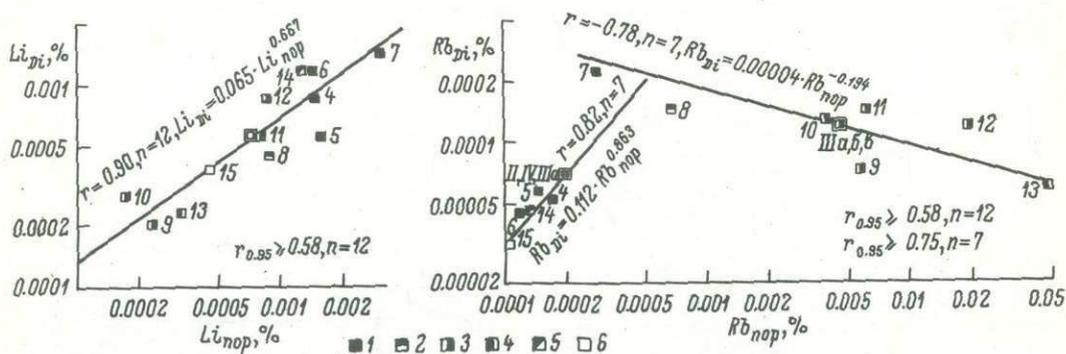


Рис. 76. Зависимость между логарифмами концентраций Li и Rb в диопсиде и породе.

Породы: 1 - диопсидо-шпинелевая, 2 - диопсидо-шпинелевая с паргаситом, 3 - диопсид-паргасито-флогопитовая, 4 - диопсидо-флогопитовая, 5 - мономинеральная диопсидовая (развитая по диопсидо-шпинелевой), 6 - диопсидо-кальцитовая флогопитоносных магнезиальных скарнов; двоянные значки - средние геометрические значения логарифмов содержаний Li и Rb в породе и диопсиде в разных зонах; римские цифры - номера зон (табл. 36), арабские - номера анализов (табл. 34).

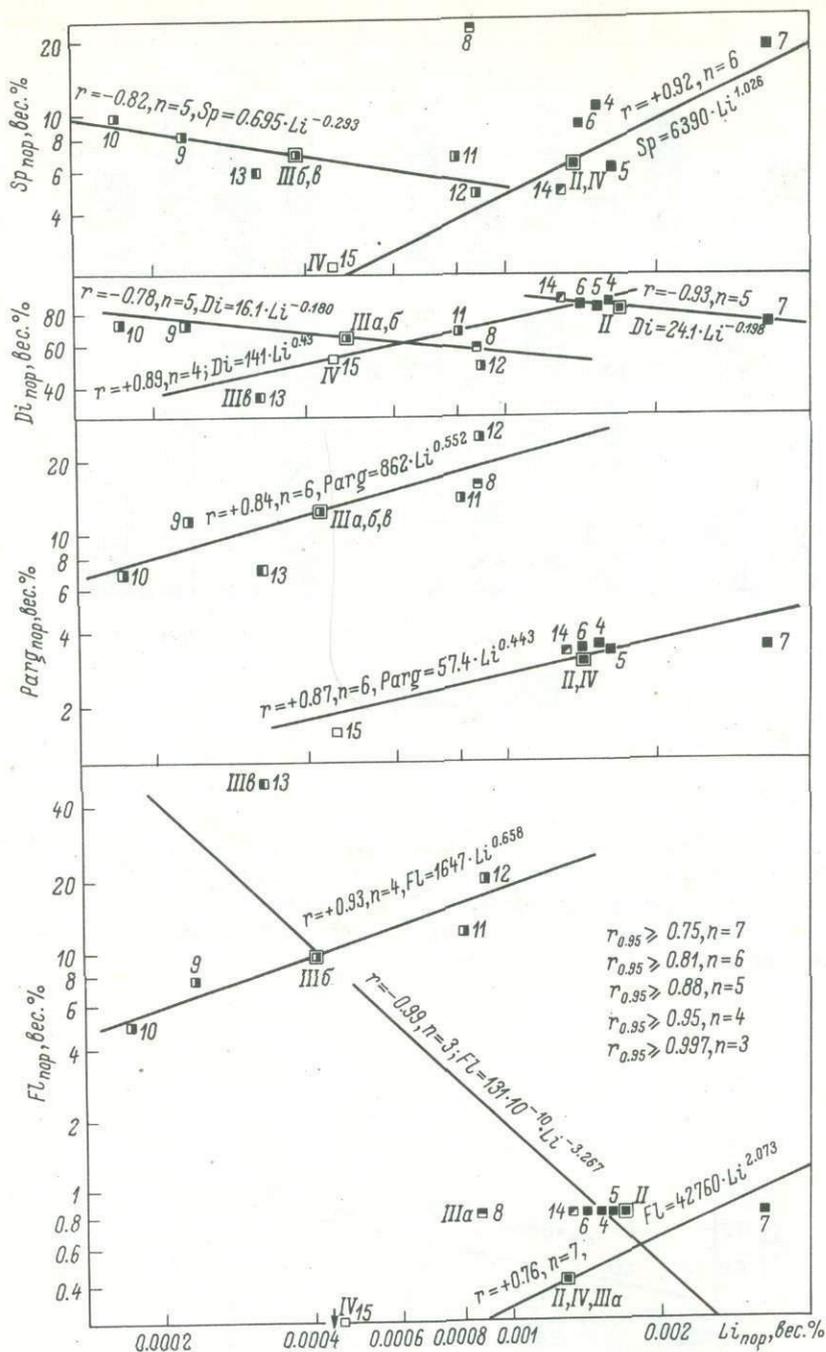


Рис. 77. Зависимость в изменении логарифмов содержаний Li и минералов в разных зонах (породах) флогопитоносных магнетитовых скарнов.

Обозначения те же, что на рис. 76.

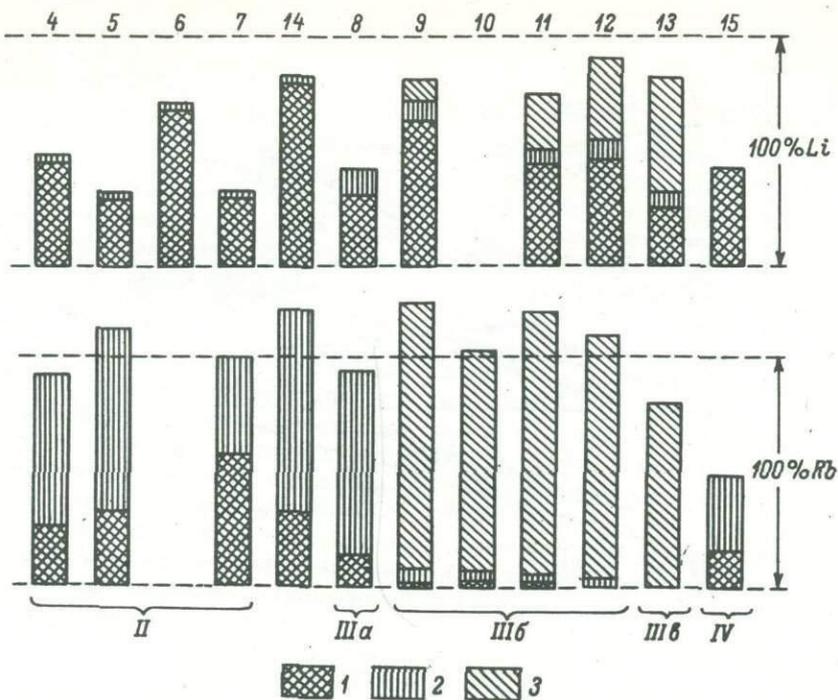


Рис. 78. Геохимические балансы распределения Li и Rb по основным минералам разных зон флогопитоносных магнезиальных скарнов (в процентах от содержания в породе).

1 - диопсид; 2 - паргасит; 3 - флогопит; остальные обозначения те же, что на рис. 76.

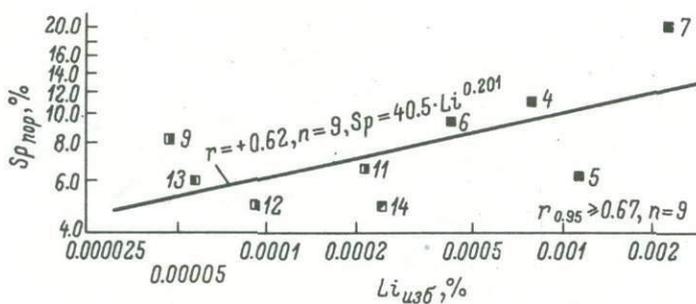


Рис. 79. Зависимость между содержанием шпиделя в породе и логарифмами концентраций Li, остающегося в избытке при расчете геохимического баланса распределения этого элемента.

Обозначения те же, что на рис. 76.

Таблица 36

Средние содержания редких щелочей, Mg, K и их отношения в породах и минералах флогопитоносных магнезиальных скарнов

Номера зон	Количество определений	Породы и минералы	Mg	Li	K	Rb	Mg/Li	Li/K	Li/Rb	K/Rb
II	4	Диопсидо-шпинелевая порода	9.74	0,00194	0,065	0,00019	5021	0,02984	10,21	342
		Диопсид	9,68	0,00095	0,021	0,00010	10189	0,04524	9,50	210
IIIa	1	Диопсидо-шпинелевая порода с паргаситом	8,50	0,00086	0,27	0,00067	9884	0,00319	1,28	403
		Диопсид	7,88	0,00046	0,023	0,00014	16836	0,02000	3,29	139
		Паргасит	8,92	0,00055	1,95	0,00346	16218	0,00028	0,16	564
IIIб	4	Диопсид-паргасито-флогопитовая порода с реликтами шпинели	9,72	0,00052	1,04	0,00869	18692	0,00050	0,06	122
		Диопсид	9,37	0,00046	0,028	0,00012	20369	0,01643	3,83	233
		Паргасит	9,69	0,00024	1,66	0,00206	40375	0,00015	0,12	709
		Флогопит	13,95	0,00098	7,98	0,08095	14235	0,00011	0,01	99
IIIв	1	Диопсидо-флогопитовая порода	11,86	0,00032	4,56	0,04780	37063	0,00007	0,007	95
		Диопсид	9,43	0,00022	0,011	0,00006	42864	0,02000	3,67	183
		Флогопит	14,52	0,00033	8,41	0,07730	44000	0,00004	0,004	109
IV	1	Диопсидо-кальцитовая порода	6,80	0,00045	0,023	0,00010	15111	0,01957	4,50	230
		Диопсид	9,99	0,00037	0,018	0,00003	27000	0,02056	12,33	600

Таблица 36 (продолжение)

Количество определений	Породы и минералы	Mg	Li	K	Rb	Mg/Li	Li/K	Li/Rb	K/Rb	
Средние значения по всем ассоциациям										
12	Породы	9,61	0,00106	0,776	0,00702	9066	0,00137	0,15	111	
12	Диопсид	9,47	0,00065	0,023	0,00009	14569	0,02826	7,22	256	
4	Паргасит	9,50	0,00032	1,74	0,00241	29656	0,00018	0,13	722	
5	Флогопит	14,07	0,00085	8,07	0,08022	16553	0,00011	0,01	101	

Таблица 37

Значения общих коэффициентов корреляции между логарифмами содержаний Li, Rb, K (в породах и минералах) и шпинели, диопсида, паргасита, флогопита (в породах) флогопитоносных магнезиальных скарнов

	Li _{parg}	Rb _{parg}	Li _{Fl}	Rb _{Fl}	Sp _{пор}	Di _{пор}	Parg _{пор}	Fl _{пор}	K _{пор}	Rb _{пор}
Li _{пор}	+0,75	-	+0,92	-	+0,30	+0,42	+0,28	-0,29	-0,51	-0,58
Rb _{пор}	-	-0,52	-	+0,32	-	-0,67	+0,76	+0,86	+0,98	-
	$n = 4,$ $r_{0.95} \geq 0.95$		$n = 5,$ $r_{0.95} \geq 0.88$		$n = 12,$ $r_{0.95} \geq 0.58$					

чеством паргасита; здесь они в среднем составляют 55%, тогда как в зонах с паргаситом и флогопитом этот недостаток составляет в среднем только 18%. Между содержаниями Li и шпинели в породах диопсидо-шпинелевой и диопсидо-кальцитовой зон установлена прямая корреляционная связь (рис. 77). Кроме того, между количеством шпинели и избыточным количеством Li (рис. 79) также существует положительная зависимость.

Таким образом, избыточное количество Li концентрируется скорее всего в шпинели.¹ Очевидно, что, если шпинель является главным концентратом Li в породе, состоящей практически из двух минералов, между содержаниями этого второго минерала (диопсида) и количеством Li возникает отрицательная связь.

Отрицательные корреляционные связи между содержаниями Li и диопсида и шпинели в породах с паргаситом и флогопитом объясняются наличием положительных связей между содержаниями этих последних минералов и Li в диопсид-паргасито-флогопитовых и диопсидо-флогопитовых зонах, где флогопит становится одним из главных концентраторов Li . Однако в связи с тем, что во всех зонах диопсид является единственным минералом, концентрирующим в значительных количествах Li (от 25 до 80% его общего содержания в породе), между средними содержаниями Li и диопсида в этих зонах установлена прямая корреляционная связь. Важно также отметить, что, несмотря на положительные связи между содержаниями Li и паргасита и флогопита в породах одних и тех же или близких ассоциаций, для средних значений разных зон характерны обратные связи (рис. 77).

Необходимо особо подчеркнуть, что формирование каждой последующей зоны или ассоциации зон (диопсидо-шпинелевой + диопсидо-кальцитовой \rightarrow \rightarrow диопсид-паргасито-флогопитовой \rightarrow диопсидо-флогопитовой) характеризуется своим уровнем концентрации Li , причем это разделение происходит именно на стадии образования главного (или типоморфного) породообразующего минерала данной зоны.

Содержание Li в минералах понижается в такой последовательности: флогопит > диопсид > паргасит, что подтверждается как средними значениями по всем анализированным образцам (табл. 36), так и частными примерами (табл. 34, рис. 75). Исключение составляет только анализ № 8, в котором, однако, наблюдаемое превышение количества Li в паргасите по сравнению с диопсидом меньше точности анализа. Установлено закономерное уменьшение содержания Li от ранних к более поздним генерациям: максимальное содержание Li характерно для минералов диопсидо-шпинелевой зоны, минимальное — для минералов диопсидо-флогопитовой зоны. При этом сопоставляются минералы только апоалюмосиликатной части диопсидового тела (зоны II-IIIв).

Следует отметить также, несмотря на предварительность этих данных в связи с их недостаточностью, что устанавливается сопряженное изменение содержаний Li между сосуществующими минералами (рис. 80). При рассмотрении графика диопсид-паргасит следует, по-видимому, учесть, что анализы №№ 9, 11, 12, лежащие на одной прямой, характеризуют одну парагенетическую ассоциацию (диопсид-паргасит-флогопит), тогда как анализ № 8, сильно отклоняющийся от прямой, относится к ассоциации диопсид-шпинель-паргасит.

Между изменением содержаний Li и Mg существует достаточно четкая прямая зависимость, особенно хорошо иллюстрируемая на примере отдельных ассоциаций (рис. 81). Обращает на себя внимание резкое различие наклона предполагаемых кривых для анализов 11, 12 и 9, 10, 13. Эти образцы характеризуют практически одну парагенетическую ассоциацию (диопсид-паргасит-

¹ Определение содержаний Li и Rb в шпинелях не было выполнено из-за крайней трудности отбора и разложения этого минерала.

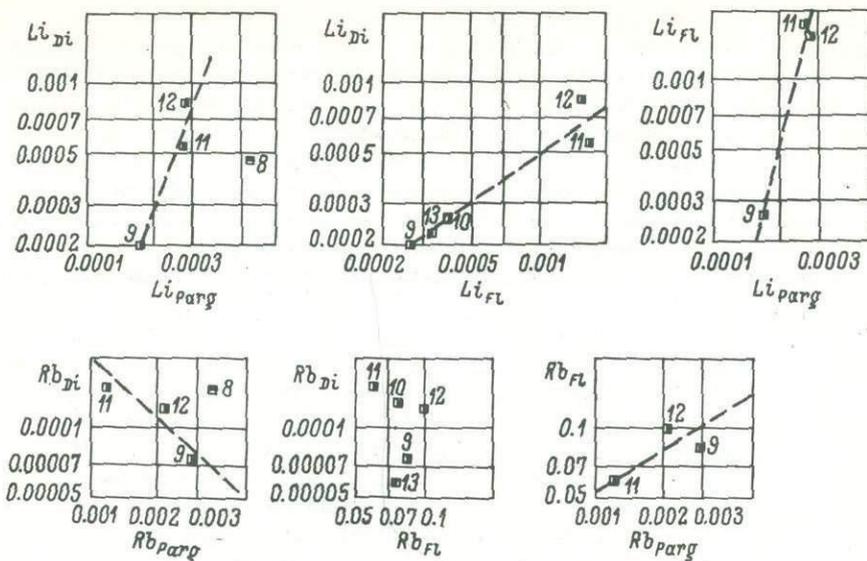


Рис. 80. Распределение Li и Rb между сосуществующими минералами различных зон метасоматической колонки — диопсидом, паргаситом и флогопитом.

Обозначения те же, что на рис. 76.

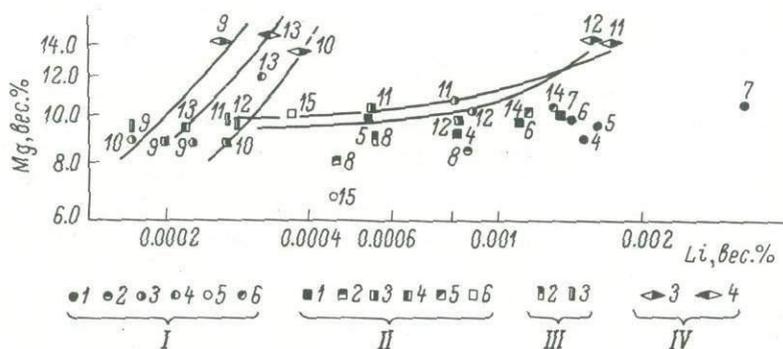


Рис. 81. Сопряженное изменение логарифмов концентраций Li и Mg в породах и минералах различных зон флогопитоносных магнезиальных скарнов.

I — породы различных зон: 1 — диопсидо-шпинелевая, 2 — диопсидо-шпинелевая с паргаситом, 3 — диопсид-паргасито-флогопитовая, 4 — диопсидо-флогопитовая; 5 — мономинеральная диопсидовая (по диопсидо-шпинелевой), 6 — диопсидо-кальцитовая; II — диопсиды, III — паргаситы и IV — флогопиты из соответствующих зон. Арабские цифры на рисунке — номера анализов в табл. 34.

флогопит), но породы, из которых они взяты, отличаются как морфологически, так и по времени образования (обр. 9, 10, 13 взяты из маломощных, секущих диопсидовых жил, являющихся наиболее поздними продуктами магнезиального скарнирования, тогда как обр. 11, 12 отобраны из крупных пластово-секущих тел). Не исключено, что меньшие различия в содержании Li в минералах из маломощных секущих жил объясняются иной кинетикой процесса их образования. С другой стороны, общая направленность эволюции минералов в отношении содержания редких элементов, т.е. уменьшение их количества от более ранних генераций к более поздним (явление автолизиса, по А.Е. Ферсману), также могло привести к сближению составов самых поздних генераций всех трех минералов из секущих жил в отношении содержания Li .

Максимумы и минимумы абсолютной и относительной (Mg/Li) концентраций Li практически совпадают, и значение Mg/Li отношения от неизменных мраморов к алюмосиликатным породам неуклонно, хотя и неравномерно, уменьшается (рис. 75). Это безусловно определяется в первую очередь значительным абсолютным уменьшением содержания Mg . В собственно диопсидовом теле, где колебания содержания Mg незначительны, значение Mg/Li отношения определяется скорее изменением количества Li и в связи с этим фиксируется минимум его относительной концентрации в диопсидо-флогопитовой зоне.

В минералах одной парагенетической ассоциации устанавливается, что в паре диопсид-паргасит (зона IIIa) нет преимущественного накопления Li относительно Mg в одном из минералов; в ассоциации диопсид-паргасит-флогопит (зона IIIб) наблюдается относительное обогащение Li в последовательности: $Fl > Di > Par$; пара диопсид-флогопит (зона IIIв) характеризуется равными значениями отношений Mg/Li (рис. 75).

Рубидий

Кривые распределения Rb и K в породах различных зон конформны и характеризуются наличием трех максимумов их концентрации - в диопсидопелевшпатовой, диопсидо-флогопитовой и кальцифировой зонах (рис. 75). Минимальные концентрации Rb и K характерны для диопсидо-шпинелевой и диопсидо-кальцитовой зон. Зависимость содержания Rb в минералах от количества его в породах различных зон носит противоречивый характер. Особенно наглядно это установлено на примере диопсида: для диопсида из диопсидо-шпинелевой и диопсидо-кальцитовой зон (т.е. зон раннего этапа формирования магнезиальных скарнов) устанавливается в целом прямая зависимость в изменении содержания Rb в диопсиде и породе, тогда как для диопсида из ассоциаций с паргаситом и флогопитом эта связь имеет обратный характер (рис. 76). Важно отметить, что анализ 8 из диопсидо-шпинелевой зоны с паргаситом (IIIa), т.е. анализ, характеризующий начало процесса образования диопсид-паргасито-флогопитовых и диопсидо-флогопитовых ассоциаций, занимает промежуточное положение, подчиняясь и прямой и обратной зависимостям. В паргасите намечается обратная тенденция в распределении Rb между минералом и породой, а корреляционная связь содержания Rb во флогопите и Rb в породе незначима (табл. 37).

Расчеты баланса Rb в анализируемых образцах показывают, что главными концентраторами его в диопсидо-шпинелевых зонах являются паргасит и диопсид (рис. 78). Паргасит, несмотря на незначительное содержание его в породе (3,4-15,8%), концентрирует основное количество Rb (43-89%), тогда как на долю диопсида, составляющего основную массу породы (59,4-90,8%), приходится 13-57% Rb от его общего количества. В связи с этим закономерно появление отрицательной корреляционной зависимости между содержаниями

диопсида и Rb и в общем положительной связи между количествами паргасита и Rb в породах всех зон (рис. 82, табл. 37). Однако положительные корреляционные связи между содержаниями Rb и паргасита гораздо более очевидны только для одной парагенетической ассоциации – диопсидо-паргасито-флогопитовой. Они устанавливаются также и для совокупности зон одновременного или близкого по условиям образования – диопсидо-кальцитовой, дио-

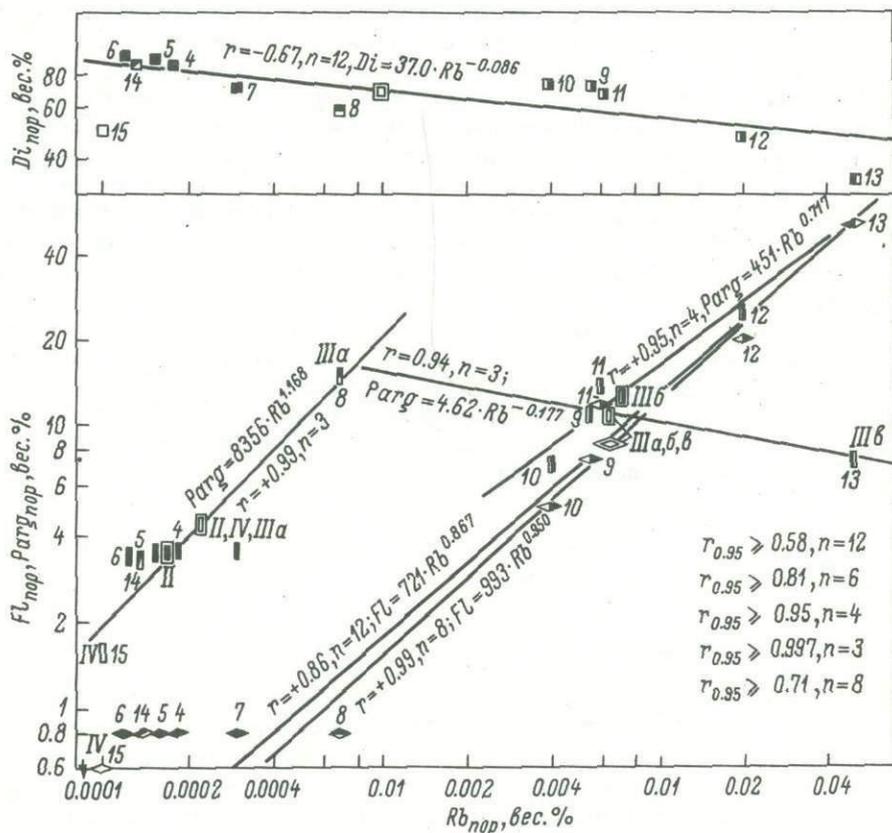


Рис. 82. Зависимость в изменении логарифмов содержаний Rb и минералов в разных зонах (породах) флогопитоносных магниезальных скарнов.

Обозначения те же, что на рис. 81.

псидо-шпинелевой и диопсидо-шпинелевой с паргаситом. В этих двух случаях паргасит является главным концентратом Rb. В зонах с флогопитом главным концентратом Rb является этот минерал, содержащий практически весь Rb, имеющийся в породе, даже при незначительном количестве самого флогопита. Положительная связь между содержаниями Rb и флогопита, особенно четкая для ассоциаций с флогопитом, определяет появление в этих же породах отрицательной зависимости между количествами Rb и паргасита. Отметим и здесь промежуточное положение анализа 8, характеризующего начало процесса образования ассоциаций с паргаситом и флогопитом.

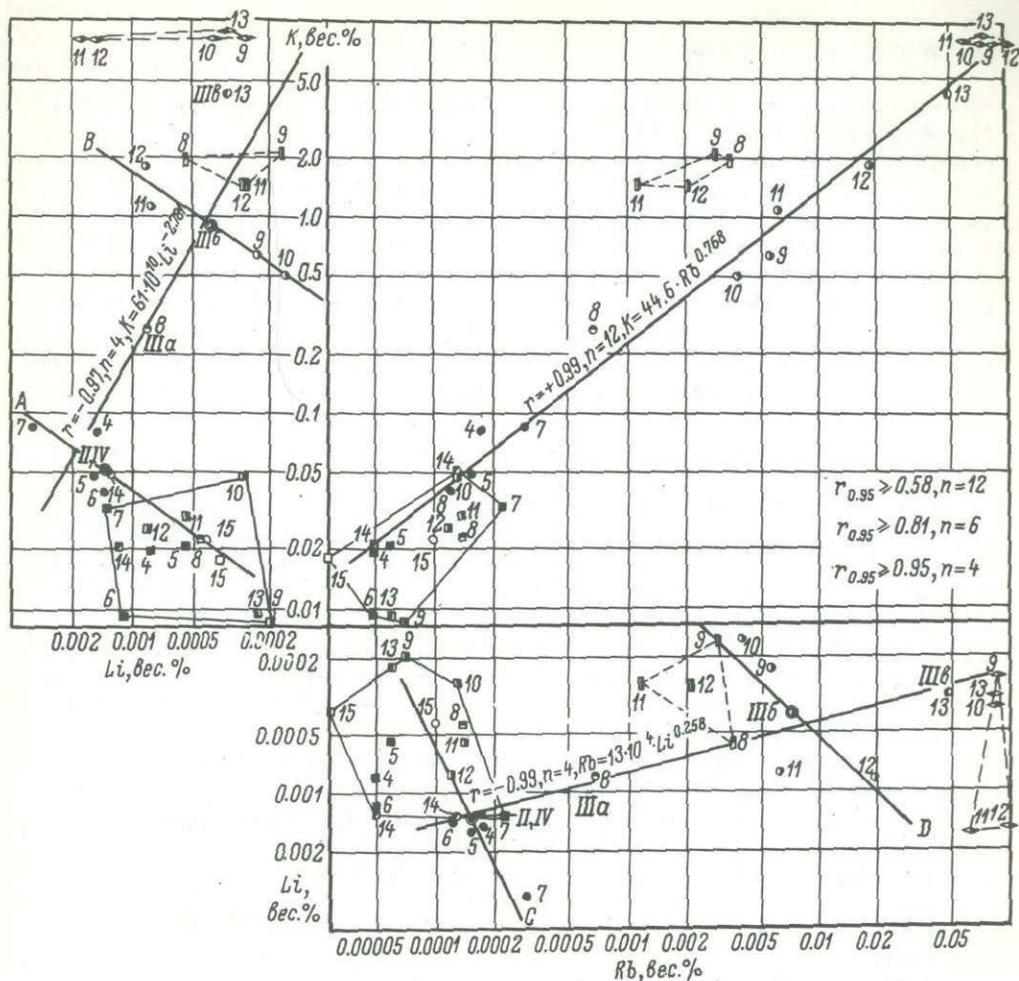


Рис. 83. Изменение логарифмов концентраций в породах и минералах флогопитоносных магнетизальных скарнов.

Обозначения те же, что на рис. 81. Уравнения регрессии, коэффициенты корреляции и число определений для линий: $A-K = 4.63 \cdot Li^{0.685}$, $r = +0.87$, $n = 6$; $B-K = 133 \cdot Li^{0.638}$, $r = +0.94$, $n = 4$; $C-Li = 35587 \cdot Rb^{1.941}$, $r = +0.87$, $n = 6$; $D-Li = 0.037 \cdot Rb^{0.909}$, $r = +0.75$, $n = 4$.

Абсолютное накопление Rb в минералах, дающее последовательность: флогопит > паргасит > диопсид, безусловно определяется основной особенностью его геохимии – способностью изоморфно замещать K и в связи с этим в больших количествах накапливаться в минералах, содержащих значительные количества K. Так же как и для Li, устанавливается закономерное уменьшение количества Rb от ранних к более поздним генерациям минералов.

Распределение Rb между сосуществующими минералами не подчинено определенной закономерности. Для трех образцов из диопсид-паргасито-флогопитовой зоны между количеством Rb в диопсиде и паргасите вероятно наличие отрицательной корреляционной связи. Характерно обособленное положение анализа 8, что уже отмечено выше для распределения Li в этих минералах. Наиболее беспорядочно распределение Rb между диопсидом и флогопитом.

Не исключена вероятность наличия положительной связи в распределении Rb между паргаситом и флогопитом (рис. 80).

Наличие прямой корреляционной связи между содержаниями Rb и K общеизвестно и подтверждается полученными данными (табл. 37, рис. 75, 83). Максимальное накопление Rb относительно K характерно для диопсидо-флогопитовой зоны. Последовательное уменьшение K/Rb отношения от неизменных вмещающих пород (алюмосиликатных и карбонатных) в направлении к диопсидо-флогопитовой зоне практически монотонно, так как небольшие минимумы в диопсидо-шпинелевой и кальцифировой зонах не выходят за пределы погрешности определений. Таким образом, если для абсолютного изменения содержаний K и Rb характерны три максимума их концентрации (в диопсидо-полевошпатовой, диопсидо-флогопитовой зонах и в зоне кальцифиров), то накопление Rb относительно K характерно только для диопсидо-флогопитовой зоны (рис. 75). Эта закономерность находится в полном соответствии и уточняет сделанный ранее вывод о том, что, несмотря на общее обеднение валового состава диопсидовых пород Rb, в них устанавливается накопление его относительно K.

Максимальное накопление Rb относительно K в ассоциации диопсид-паргасит характерно для диопсида. Паргасит, несмотря на то что здесь он является главным абсолютным концентратором Rb, не накапливает его относительно K и в связи с этим всегда имеет наиболее высокие K/Rb отношения, что вообще характерно для минералов группы амфибола (Hart, Aldrich, 1967). В этом есть определенная аналогия и с поведением Li в паргасите, который также не накапливается относительно Mg. В парагенезисе диопсид-паргасит-флогопит наибольшее накопление Rb относительно K устанавливается во флогопите (рис. 75).

Изменения K/Rb отношения в разных генерациях одного и того же минерала незначительны. Можно отметить только, что наиболее высокое значение K/Rb отношения (600) характерно для диопсида из диопсидо-кальцитовой зоны, тогда как диопсиды из всех зон апоалюмосиликатной части колонки имеют K/Rb отношение, колеблющееся в пределах 139-233.

Отношения редких щелочей

В распределении Li-Rb и Li-K в породах различных зон флогопитоносных магнезиальных скарнов в целом не обнаружено никаких значимых связей (табл. 37, рис. 83). Они проявляются при рассмотрении распределения этих элементов внутри одной парагенетической ассоциации и для средних значений по разным ассоциациям. Эти связи имеют обратные знаки. Одновременное увеличение содержаний Li и Rb, Li и K в ассоциациях Di + Calc, Di + Sp и Di + Parg + Fl ± Sp (реликты) сопровождается уменьшением содержания Li при увеличении количества Rb и K при сопоставлении последовательно (во времени) развитых ассоциаций: Di + Sp (и Di + Calc) → Di + Sp ± Parg → Di + Fl ± Sp (реликты) → Di + Fl. Очень важно, что каждая последующая ассоциация характеризуется своим уровнем концентрации Li, Rb и K.

Фигуративные точки минералов образуют поля, которые тяготеют к полю составов пород, где данный минерал является основным концентратором элементов. Таким образом, последовательность изменения отношений Li/Rb и Li/K в минералах, о чем подробнее будет сказано ниже, отражает общую последовательность их возникновения: диопсид → паргасит → флогопит. Однако конформность с отрицательной связью в изменении содержаний Li-Rb, Li-K в породах характерна только для линии диопсид-паргасит, а для паргасита-флогопита установлены прямые зависимости в изменении содержаний

этих элементов. Это подтверждается как средними значениями количеств Li , Rb и K в минералах, так и частными пробами — наклоны коннод, соединяющих фигуративные точки минералов из одной парагенетической ассоциации (из одного образца), имеют такой же характер.

Максимальная концентрация Li относительно Rb и K характерна для диопсидо-шпинелевой и диопсидо-кальцитовой зон, т.е. для зон максимальной абсолютной концентрации Li (рис. 75). Минимум концентрации Li относительно Rb и K установлен в диопсидо-флогопитовой зоне. Аналогичная картина устанавливается и для минералов. В минералах одной парагенетической ассоциации четко определяется следующий ряд последовательного накопления Rb и K относительно Li : диопсид-паргасит-флогопит.

§ 4. ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

1. Проведенные исследования показали, что главными породообразующими элементами флогопитоносных диопсидовых пород являются (в порядке убывания): Si , Ca , Mg , Fe , Al , K , Na (табл. 38). Полуколичественным и количественным спектральным анализом, методом фотометрии пламени и рентгеноспектральным методом здесь обнаружены следующие редкие и малые элементы: Be , Zr , Ga , Ba , La , Ce , Pr , Nd , Sm , Eu , Gd , Tb , Dy , Ho , Er , Tu , Yb , Lu , Y , Sc , Li , Rb , Cs , Ti , Mn , V , Co , Ni , Cu , Sr (табл. 38). Для оценки порядков содержаний редких элементов в диопсидовых метасоматитах по сравнению с содержанием их в геохимических изученных породах и процессах, было проведено сопоставление количеств элементов в диопсидовых породах с кларками для земной коры и с кларками основных пород (табл. 38). Строго говоря, сопоставление содержаний редких элементов в метасоматических диопсидовых породах с кларками для изверженных основных пород не является вполне правомочным, так как оно основано лишь на весьма приближенном сходстве их химических составов. Однако ввиду того что до настоящего времени исследований геохимии процесса магнезиального скарнообразования проведено не было, такая оценка коэффициентов концентрации для редких элементов диопсидовых пород представляет определенный интерес.

Из данных табл. 38 следует, что по сравнению с кларковыми содержаниями элементов в земной коре все редкие элементы в диопсидовых породах содержатся в меньших количествах. Из породообразующих элементов повышенные концентрации характерны для Ca и Mg . Li , Cs , Be и ΣTR содержатся в метасоматитах в количествах, превышающих кларковые концентрации этих элементов в основных породах в 1,5–2,5 раза. Содержание остальных редких элементов на полпорядка (Rb , Y , Ga), порядок (Ba , Sc , Zr , Co) и даже два порядка (Sr , V , Ni , Cu) ниже их кларка в основных породах. Повышенные содержания Li и ΣTR есть следствие основной специализации петрохимии диопсидовых пород, представляющих собой существенно кальциево-магниевого породы. Количество Ca (13,96%) и Mg (9,36%) в них в два раза больше такового в породах основного состава. Обращает на себя внимание особенно резко повышенное количество Ca , сопоставимое лишь с содержанием его в карбонатных породах и определяющее специализацию геохимии диопсидовых магнезиальных скарнов.

Закономерны пониженные коэффициенты концентрации элементов группы Fe (Ti , Mn , V , Co , Ni , Cu), так как и содержание самого Fe в диопсидовых породах ниже, чем в основных. То же самое можно сказать о содержании Ga в сравнении с Al .

Таблица 38

Средний химический состав и коэффициенты концентрации относительно кларков флогопитоносных магнезиальных скарнов, диопсидо-полевошпатовых пород и аляскитовых гранитов первого тектоно-метаморфического цикла

Элементы	Аляскитовые граниты	Диопсидо-полевошпатовые породы	Флогопитоносные магнезиальные скарны	Коэффициенты концентрации			
				в аляскитовом граните по сравнению с кларком для кислых пород	в диопсидо-полевошпатовой зоне по сравнению с кларком для кислых пород	в магнезиальных скарнах по сравнению с кларком для основных пород	в магнезиальных скарнах по сравнению с кларком для земной коры
Si	34.93	30.57	21.35	1.08	0.95	0.89	0.72
Ti	0.096	0.156	0.16	0.42	0.68	0.13	0.36
Al	6.82	7.90	4.39	0.89	1.03	0.50	0.55
Fe	1.54	3.08	4.42	0.57	1.14	0.52	0.95
Mn	0.023	0.046	0.085	0.38	0.77	0.42	0.85
Mg	0.40	1.30	9.36	0.71	2.32	2.08	5.00
Ca	1.56	2.65	13.96	0.99	1.68	2.08	4.72
Na	2.10	2.12	0.30	0.76	0.77	0.15	0.12
K	3.25	4.33	0.92	0.97	1.30	1.11	0.37
Li	0.00052	0.00112	0.00231	0.13	0.28	1.53	0.72
Rb	0.00574	0.00950	0.00156	0.29	0.48	0.36	0.11
Cs	0.00013	0.00020	0.00027	0.26	0.40	2.70	0.73
Be	0.00010	0.00006	0.00006	0.18	0.11	1.50	0.16
Sr	0.010	0.018	0.0010	0.33	0.60	0.02	0.03
Ba	0.055	0.10	0.0030	0.66	1.20	0.10	0.05
Sc	0.0007	0.0019	0.0006	2.33	6.33	0.25	0.50
Y	0.0010	0.0014	0.00055	0.29	0.41	0.28	0.19
ΣTR	0.0034	0.0154	0.0124	0.10	0.47	1.33	0.61
Zr	0.018	0.0018	0.0018	0.90	0.09	0.18	0.11
V	0.0018	0.0010	0.00055	0.45	0.25	0.03	0.06
Co	0.00030	0.00030	0.00030	0.60	0.60	0.07	0.17
Ni	0.00030	0.00030	0.00055	0.38	0.38	0.04	0.10
Cu	0.00030	0.00055	0.00030	0.15	0.28	0.03	0.06
Ga	0.0030	0.0018	0.0010	1.50	0.90	0.56	0.53
Сумма редких и малых элементов (Li-Ga)	0.1003	0.1533	0.02625				

Примечание. Количество определений для гранитов, диопсидо-полевошпатовых пород и флогопитоносных магнезиальных скарнов равно (соответственно): 4, 17, 26 (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K) - химический анализ, аналитик В. Д. Бугрова, ИГД АН СССР; 4, 15, 13 (Li, Rb, Cs) - метод фотометрии пламени, аналитик С.З. Яковлева, ИГД АН СССР; 54, 19, 68 (Be, Sr, Ba, Zr, V, Co, Ni, Cu, Ga) - полуколичественный спектральный анализ, аналитик К.В. Орловская, ИГД АН СССР; 2, 11, 6 (Sc) - количественный спектральный анализ, аналитик К.В. Орловская, ИГД АН СССР; 2, 5, 68 (Y) - первые две цифры - количественный спектральный анализ, ИМГРЭ, третья - полуколичественный спектральный анализ, аналитик К.В. Орловская, ИГД АН СССР; 2, 2, 4 (ΣTR) - химический анализ, аналитик В.Н. Архангельская, ИМГРЭ. Все расчеты по данным полуколичественного анализа, так же как и сопоставление результатов, проводились в баллах, как это рекомендовали Я.Э. Юдович и др. (1970), и только конечный результат (средний балл) переводился в весовые проценты по формуле, предложенной в этой работе. При расчете коэффициентов концентрации использованы кларковые значения по А.П. Виноградову (1962) для всех элементов, кроме TR, для которых кларковые концентрации ΣTR и отдельных редкоземельных элементов заимствованы из работы Д.А. Минеева (1972).

Таким образом, определяющее влияние на концентрацию в диопсидовых породах ΣR и Li , с одной стороны, и пониженные содержания Ti , Mn , V , Co , Ni , Cu , Ga , с другой стороны, оказывает, по-видимому, кристаллохимический фактор. В то же время выделяется группа элементов, которая не подчиняется определяющему влиянию кристаллохимического фактора. Сюда относятся в первую очередь Sr , изоморфизм которого с Ca хорошо известен, Sc и Y , близкие по своим кристаллохимическим свойствам и к Ca , и к Mg . Характерно также, что повышенная концентрация лантаноидов обусловлена тем, что содержание Ce в 7,6 раза превышает кларк Ce в основных породах, тогда как все остальные элементы лантаноидов имеют коэффициенты концентрации меньше единицы. Известно, что Ca может изоморфно замещаться почти всеми лантаноидами, но по своим кристаллохимическим свойствам он ближе к Y и Dy , чем к Ce и в связи с этим при прочих равных условиях должен замещаться ими охотнее, чем легкими лантаноидами. Следовательно, концентрация указанных элементов определяется, по-видимому, другими факторами, нежели кристаллохимический. Изменение кислотности-щелочности среды в процессе образования диопсидовых пород оказывает существенное влияние на характер миграции редких элементов.

2. В непосредственно вмещающих диопсидовые тела аляскитовых гранитах и диопсидовых гранито-гнейсах обнаружены те же редкие элементы, что и в диопсидовых породах. Аналогичный набор редких элементов характерен и для диопсидо-полевошпатовой зоны, развитой в контакте метасоматитов и гранитов (табл. 38).

Сопоставление содержаний редких элементов в аляскитовых гранитах с кларковыми значениями их для кислых пород показывает, что количество Li , Rb , Cs , Be , Y , ΣR , Cu на порядок ниже по сравнению с кларком. На полпорядка ниже кларка содержания Sr , Ti , V , Mn , Ni . Коэффициенты концентрации, примерно равные или равные единице, установлены для Ba , Zr , Co . И только Sc и Ga концентрируются по сравнению с кларком в 2.33 и 1.50 раза соответственно. Что касается главных породообразующих элементов, то их содержания примерно равны кларковым концентрациям, за исключением Fe , количество которого на полпорядка ниже кларка. Следовательно, специфической особенностью геохимии аляскитовых гранитов является пониженное содержание практически всех изученных редких и малых элементов по сравнению с кларком для кислых пород.

В переходной диопсидо-полевошпатовой зоне степень концентрации большинства редких элементов по сравнению с кларком для кислых пород увеличивается относительно аляскитовых гранитов. Степень концентрации разных элементов в зоне экзоконтактных метасоматических изменений, естественно, различна. В наибольшей степени, примерно на полпорядка по сравнению с аляскиотовыми гранитами, концентрируются Li и Sc , кларковых значений достигает концентрация Ba и Co . Для всех остальных элементов, за исключением Be , Zr , V , Ga , коэффициенты концентрации по сравнению с кларком в зоне экзоконтакта выше, чем в неизмененных аляскиотовых гранитах. Важно отметить повышенные против кларка количества K , Mg , Ca .

Все элементы, повышенные концентрации которых относительно кларковых значений устанавливаются в диопсидовых породах и в зоне экзоконтакта (Li , Sc , ΣR), закономерно располагаются в таблице Менделеева. Закономерность эта выражена в том, что перечисленные редкие элементы сосредоточены преимущественно в верхних II, III, IV периодах и являются элементами, наиболее близкими по их относительной основности и по своим кристаллохимическим свойствам к Ca и Mg (рис. 84).

Еще раз подчеркнем, что как аляскиотовые граниты, так в целом и диопсидо-полевошпатовые породы содержат пониженные количества редких элементов. Сумма их в аляскиотовых гранитах равна 0.100%, в диопсидо-полевошпатовых породах - 0.153%, тогда как кларковое значение для тех же эле-

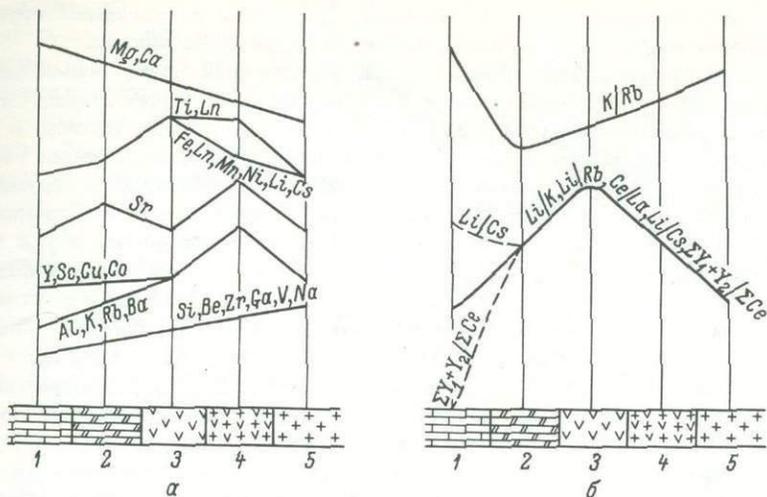


Рис. 84. Таблица распределения элементов в диопсидовых и диопсидо-полевошпатовых метасоматитах.

1 - элементы, заимствованные из карбонатных пород и сланцев и частично привносимые в зону метасоматоза; 2 - элементы, привносимые в зону метасоматоза и накапливающиеся в собственно диопсидовом теле; 3 - элементы, заимствованные из силикатных пород и выносящиеся за пределы зоны метасоматоза; 4 - элементы, в значительной степени выносящиеся за пределы метасоматоза и накапливающиеся в диопсидо-полевошпатовой зоне; 5 - элементы, привносимые в зону метасоматоза и накапливающиеся в диопсидо-полевошпатовой зоне; 6 - элементы, привносимые в зону метасоматоза и накапливающиеся и в диопсидовом теле, и в диопсидо-полевошпатовой зоне.

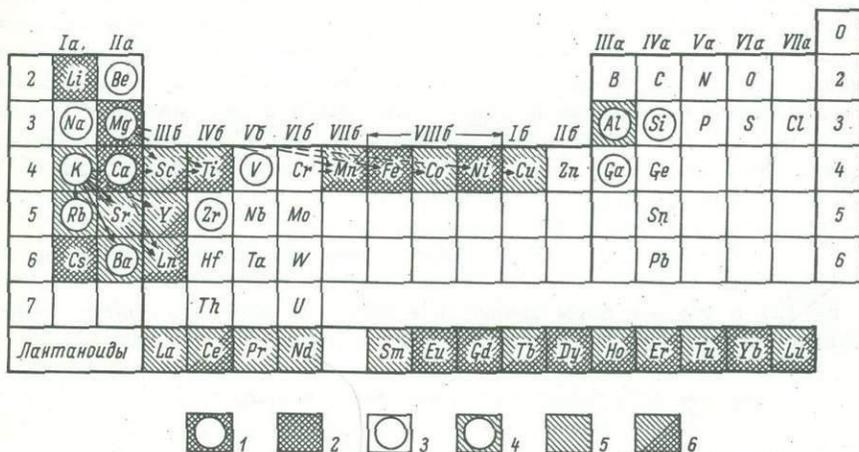


Рис. 85. Характер изменения разных групп химических элементов (а) и их отношений (б) во флогопитоносных метасоматических диопсидовых породах, развитых в контакте карбонатной и алюмосиликатной сред.

1 - мраморы; 2 - кальцифиры; 3 - диопсидовые породы; 4 - диопсидо-полевошпатовые породы; 5 - граниты.

ментов в кислых породах составляет 0.197%, так что в названных группах пород содержание редких элементов на полпорядка ниже кларка.

3. Характер миграции элементов при образовании диопсидовых метасоматитов в контакте алюмосиликатной и карбонатной сред иллюстрируется на рис. 85. Ряд компонентов (Si , Be , Zr , Ga , V , с одной стороны, и Mg , Ca — с другой) проявляет тенденцию к выравниванию концентраций (содержаний) в диопсидовых метасоматитах по сравнению с гранитами и мраморами. В ряду мрамор \rightarrow кальцифир \rightarrow диопсидовый метасоматит \rightarrow диопсидо-полевошпатовая порода \rightarrow гранит монотонно падает содержание Mg и Ca , в этом смысле являющихся здесь „элементами карбонатов“, и возрастает содержание Si , Na , Be , Zr , Ga , V — „элементов гранитов“. Все остальные элементы характеризуются экстремальным накоплением: либо в зоне собственно метасоматоза (Fe , TR , Ni , Li , Cs , Ti , Mn), либо в зонах экзоконтакта (Sr , Y , Sc , Cu , Co , Al , K , Rb , Ba). Элементы, накапливающиеся в диопсидо-полевошпатовой зоне, подразделяются на две группы: а) элементы, концентрирующиеся в диопсидо-полевошпатовых породах, но в целом, в соответствии с расчетами баланса вещества, выносятся за пределы зоны метасоматоза — это Al , K , Rb , Ba , которые, таким образом, также могут быть отнесены к „элементам гранитов“; б) элементы, привносимые в зону метасоматоза и накапливающиеся в диопсидо-полевошпатовой зоне. Сюда относятся: Y , Sc , Cu , Co . Таким образом, в группу элементов, которые являются привнесенными, входят Fe , TR , Ni , Li , Cs , Y , Sc , Cu , Co , так как они одинаково нехарактерны в таких концентрациях для обеих контактирующих пород — аляскитовых гранитов и мраморов. Эти элементы по своим кристаллохимическим свойствам являются наиболее близкими к Ca и Mg , и, следовательно, их концентрация в рассматриваемом метасоматическом процессе отражает специфику геохимии этого процесса. В то же время расчетами баланса вещества показано, что они являются частично привнесенными элементами и в мраморах, являющихся в процессе образования диопсидовых пород одним из источников Ca и Mg , содержатся в совершенно незначительных концентрациях. Было показано (Салье и др., 1966), что в процессе образования основных метасоматитов часть Mg и Ca привносится извне; с этим, вероятно, и связано появление здесь высоких концентраций указанных редких элементов, сопутствующих главным породообразующим элементам процесса. Таким образом, проведенные геохимические исследования показывают отсутствие геохимической преемственности между аляскиотовыми гранитами первого тектоно-метаморфического цикла и диопсидовыми метасоматитами, так как все характерные элементы процесса являются привнесенными извне. Это обстоятельство подтверждает структурные исследования (гл. III), которыми установлена принадлежность диопсидовых пород и аляскиотовых гранитов к разным этапам деформации.

4. Структурные исследования показали, что формирование диопсидовых пород происходит в конце второго этапа развития зон вторичного расщепления (гл. III) и что эти зоны являются в какой-то мере рудоконтролирующими структурами (гл. У). Геохимические работы полностью подтверждают это и устанавливают генетическую связь процессов метасоматоза, сопровождающих образование зон вторичного расщепления, и процессов, приводящих к образованию диопсидовых метасоматитов. Это утверждение основано на следующих фактах, а) Диопсидовые породы и зоны вторичного расщепления обогащены ΣTR (Ln) и имеют пониженный La -коэффициент по сравнению с вмещающими их породами. Общая закономерность в изменении La -коэффициента и количества ΣTR , установленная для метасоматически измененных пород — зон вторичного расщепления и диопсидовых метасоматитов (рис. 67), есть следствие одинаковой направленности миграции лантаноидов в процессе их образования, б) Диопсидовые породы содержат Y -группу редкоземельных элементов, которая почти полностью или полностью отсутствует в непосред-

ственно вмещающих их породах и должна быть привнесена извне. Группа иттриевых редкоземельных элементов обнаружена и в зонах вторичного рассланцевания. В диопсидовых, диопсидо-полевошпатовых породах и в зонах вторичного рассланцевания установлены повышенные содержания Li и Sc , которые и в том и в другом случае являются привнесенными элементами. На примере Sc , Y , Yb , La было показано перераспределение и накопление их вследствие протекания процессов перекристаллизации, приводящих к образованию зон вторичного рассланцевания. в) Одинаковый характер изменений Li/K , Li/Rb , $La/\Sigma TR$ отношений в диопсидовых породах и зонах вторичного рассланцевания свидетельствует об одинаковой направленности изменений кислотности-щелочности среды, т.е. в какой-то степени позволяет говорить о близости термодинамических условий процесса формирования флогопитоносных диопсидовых пород и зон вторичного рассланцевания.

Все изложенное позволяет рассматривать зоны вторичного рассланцевания как пути миграции вещества и считать их в основном рудоподводящими и в меньшей мере - рудоконтролирующими структурами.

5. Установление группы элементов, характерной для участков рудоотложения и путей миграции вещества (Y -группа TR), так же как и повышенные содержания в них ΣTR , Li , Sc , Y , открывает возможности для выяснения источников вещества. Предварительные выводы по этому вопросу сводятся к следующему: а) доказано, что аляскитовые граниты, непосредственно вмещающие диопсидовые тела, сформированы на более раннем этапе геологического развития рассматриваемой территории, не содержат в нужных концентрациях характерные элементы диопсидовых пород и не могут являться единственным источником вещества при их образовании; б) установлено, что Y -группа редкоземельных элементов и повышенные количества Li повсеместно присутствуют в диопсидовых сланцах; в) повышенные содержания ΣTR и Y -группы TR обнаружены также в Верхнеэгетинской гранито-гнейсовой зоне, также принадлежащей ко второму этапу развития зон вторичного рассланцевания. Тем самым устанавливается геохимическое родство метасоматических диопсидовых пород с диопсидовыми сланцами и ранними гранитоидами второго тектоно-магматического цикла.

6. Из рассмотрения сведений о распределении элементов по основным петрохимическим составляющим зоны метасоматоза (диопсидо-полевошпатовые породы, диопсидовые метасоматиты, кальцифиры) со всей очевидностью вытекает, что распределение металлов в процессе метасоматоза произошло в соответствии с их относительной основностью: с Mg и Ca (более слабыми основаниями) в диопсидовых метасоматитах встречаются преимущественно менее основные металлы каждой группы таблицы Менделеева (рис. 84), расположенные в верхних (II, III, IV) периодах (Li , Sc , Y , Ti , Mn , Fe), а в диопсидо-полевошпатовых породах с K (более сильным основанием) - наиболее основные металлы U , VI периодов (кроме Y) - Rb , Ba , Sr . Точно так же наиболее основные Ln ($La - Sm$) ассоциируют здесь с K , а наименее основные ($Sm - Ln$) - с Mg и Ca , что видно из рассмотрения коэффициентов концентрации лантаноидов в диопсидовых метасоматитах относительно диопсидо-полевошпатовых пород. Показательно в этом плане рассмотрение отношений пар близких элементов, которые в случае постоянства термодинамических условий могут служить индикаторами кислотности-щелочности минералообразующей среды. На рис. 85 приведен характер изменения Li/Rb , Li/K , K/Rb , Ce/La , $\Sigma Y_1 + Y_2/\Sigma Ce$ отношений. Во всех случаях в числителе стоит элемент, ионный потенциал которого больше ионного потенциала элемента в знаменателе, и, следовательно, минимальные значения этих отношений свидетельствуют о накоплении более щелочных элементов относительно менее щелочных. Максимум концентрации Li относительно Rb , K и Cs , Ce относительно La и $\Sigma Y_1 + Y_2$ относительно ΣCe в диопсидовых породах показывает, что здесь условия щелочности в целом были ниже, чем в зонах экзоконтакта - диопсидо-полевошпатовой и кальцифирах.

7. В случае образования диопсидовых пород в контакте мраморов и гранитов высвобождается значительное количество K и Na , которые (главным образом K), частично концентрируясь в диопсидо-попеллозитовой зоне, приводят к повышению щелочности среды. Вследствие кислотно-основного взаимодействия компонентов здесь происходит накопление более щелочных элементов по сравнению с теми, которые концентрируются в диопсидовых породах. Однако из рис. 85 следует, что и в диопсидовых породах некоторые более щелочные элементы накапливаются относительно менее щелочных (Rb относительно K и Cs). Исследование распределения редких щелочей, K и Na по зонам диопсидовых метасоматитов и в сосуществующих минералах этих зон показало, что главными минералами-концентраторами Rb являются паргасит и флогопит. Минимальные значения Li/Rb , Li/K , K/Rb отношений в диопсидо-паргаситовой и диопсидо-флогопитовой зонах и последовательное уменьшение этих отношений в ряду диопсид \rightarrow паргасит \rightarrow флогопит показывают, что увеличение щелочности среды в диопсидовых породах происходило на стадии образования паргасита и флогопита. Развитие последних связано с поздней стадией формирования диопсидовых пород, что подтверждается данными детальной документации флогопитоносных диопсидовых тел, наблюдениями над взаимоотношениями флогопита и паргасита с диопсидом и шпинелью (образование каемок первых вокруг шпинели в контакте ее с диопсидом) и неравномерным распределением Rb в парах диопсид-паргасит, диопсид-флогопит. Следовательно, процесс паргаситизации и флогопитизации диопсидовых пород наложен на уже сформированную колонку метасоматических зон и происходит вследствие изменения условий минералообразования - повышения щелочности среды.

В силу кислотно-основного взаимодействия при инфильтрационном метасоматозе втекание растворов в среду более основных пород (в данном случае уже сформированных диопсидовых метасоматитов, богатых Mg , Ca и Fe относительно вмещающих пород) приводит к местному повышению химических потенциалов щелочных металлов и, следовательно, к образованию здесь минералов с высоким потенциалом сильных щелочей (флогопит, паргасит).

1. Исследования истории геологического развития центральной части Алданского кристаллического массива указывают на целесообразность применения к метаморфическим толщам глубоких сечений раннедокембрийских подвижных областей понятия „цикл деформаций“. Выделенные здесь циклы деформаций по объему геологических событий (тектонических, метаморфических и магматических) являются подразделениями, сопоставимыми с геосинклинальными циклами фанерозоя. Оба рассмотренных цикла деформаций принадлежат ко второму крупному периоду развития раннедокембрийской подвижной области, начавшемуся с отложения федоровской свиты на складчато-дислоцированных и эродированных толщах нимырской свиты и закончившемуся общим поднятием подвижной области, которое сопровождалось размывом этих толщ до уровня глубокометаморфизованных пород. Древнейший (дофедоровский) период развития подвижной области пока еще не нашел своего отражения в изотопных датировках возраста.

2. Интересующий нас процесс формирования магнезиальных флогопитоносных скарнов связан со вторым циклом деформаций. Об условиях метаморфизма во время второго цикла деформаций можно судить на основании минеральных парагенезисов второго этапа развития зон вторичного расщелачивания. Именно к данному этапу развития зон относятся новообразования коричневой роговой обманки и перекристаллизация гиперстена. Процессы минералообразования в зонах вторичного расщелачивания происходили при подвижном поведении CaO , K_2O и Na_2O и соответствовали вначале условиям низкотемпературной субфации гранулитовой фации. В конце процесса физико-химическая обстановка несколько изменилась, приближаясь к условиям высокотемпературной ступени амфиболитовой фации. Во время второго цикла деформаций породы иенгрской серии и федоровской свиты испытали наложенный региональный метаморфизм. Наиболее высокотемпературные ассоциации второго цикла деформаций соответствовали низкотемпературной субфации гранулитовой фации. Заключительной стадии второго цикла деформаций (седьмой и восьмой этапы) соответствовали условия амфиболитовой фации — регрессивный метаморфизм инверсионной стадии.

3. В соответствии с разработанными в процессе исследований структурной и метаморфической шкалами последовательности событий магнезиальные флогопитоносные скарны принадлежат к промежуточной стадии второго тектонометаморфического цикла. Их формирование совпадает с периодом становления ранних гранитоидов второго цикла деформаций (гранитоиды Верхнеэгетинской зоны). По отношению к поздним гранитоидам второго цикла флогопитоносные метасоматические диопсидовые тела выступают как более ранние образования.

4. Изучение внутреннего строения промышленно флогопитоносных диопсидовых пород, а также реакционных взаимоотношений минералов в них показало, что они могут быть подразделены на три группы. а) Метасоматиты, развитые в контакте карбонатных и алюмосиликатных пород. Они характеризуют-

ся асимметричной зональностью: от неизменных алюмосиликатных пород к доломитовым мраморам выделяются диопсидо-полевошпатовая, диопсидо-скаполитовая, диопсидо-шпинелевая, диопсидовая (мономинеральная или с небольшим количеством кальцита) зоны и зона кальцифиров. б) Метасоматиты, образующие крупные продольно-секущие тела в гнейсах, сланцах и гранитах. Зональность, характерная для данного типа пород, является симметричной, однако проявлена она плохо. в) Жилы метасоматитов, секущие граниты, гнейсы, кристаллические сланцы и тела диопсидовых пород с первым и вторым типом зональности. Зональность их четкая, симметричная. Жильные тела третьего типа в сравнении с двумя предыдущими принадлежат к более поздним образованиям. Эта стадия минерализации присутствует и в метасоматитах первых двух типов, где выражена в образовании диопсидо-паргаситовых и диопсидо-флогопитовых ассоциаций, образующих тела неправильной формы и секущие жилки. Образования этой стадии минерализации встречаются во всех зонах метасоматитов первых двух типов.

5. Образование магнезиальных скарнов происходило в интервале 800–550°C. Четкое выделение по крайней мере двух генераций диопсида наряду с данными о соотношениях паргасита и флогопита с диопсидом позволяет наметить не менее двух стадий формирования скарнов. Ранняя стадия образования характеризуется $T = 800-700^{\circ}\text{C}$ и возникновением ассоциации $Di + Sp$. Эти магнезиальные скарны, возможно, являлись продуктами контактового взаимодействия гранитоидов первого тектоно-метаморфического цикла с карбонатными горизонтами и формировались в условиях гранулитовой фации. Температурные условия образования ассоциаций поздней стадии ($Di + Parg$, $Di + Parg + Fl$) соответствуют 600–550°C. Их возникновение, как уже отмечалось, связано со становлением ранних гранитоидов второго тектоно-метаморфического цикла (условия переходные от гранулитовой к амфиболитовой фации). Именно с завершением этой стадии связано образование промышленных концентраций флогопита.

6. Проведенные исследования особенностей распределения редких элементов в различных группах пород и в некоторых минералах позволяют поновому подойти к обсуждению вопросов об источнике вещества, путях его миграции и изменении условий щелочности в процессе становления магнезиальных скарнов и кристаллизации в них флогопита.

Пути миграции растворов являлись зоны вторичного расщелачивания, возникавшие (зоны первого этапа) и подновлявшиеся (зоны второго этапа) в период развития Fe–Mg–Ca метасоматоза. Для них характерно геохимическое родство с метасоматитами и ранними гранитами второго тектоно-метаморфического цикла. Элементы диопсидовых пород могут быть подразделены на три группы: элементы карбонатных пород (Mg, Ca), элементы гранитов (Si, Na, Be, Zr, Ga, V, Al, K, Rb, Ba) и элементы, привнесенные в зону метасоматоза извне (TR, Ni, Li, Cs, Y, Sc, Cu, Co), т.е. те, которые не могли быть заимствованы из непосредственно замещаемых пород. В этом отношении исключение составляют только диопсидо-скаполитовые и диопсидо-плаггиоклазовые сланцы продуктивных горизонтов. Перечисленные выше привнесенные редкие элементы по своим кристаллохимическим свойствам наиболее близки к Ca, Mg и Fe – главным петрогенным элементам процесса. В отношении этих элементов расчеты баланса вещества показывают, что по крайней мере часть их не могла быть заимствована из непосредственно замещенных пород. Такой же вывод следует и из изучения закономерностей распределения мигрировавших с ними редких элементов. Таким образом, оказывается, что и при образовании метасоматических диопсидовых пород, залегающих в контакте карбонатной и алюмосиликатной сред, часть элементов не заимствовалась из непосредственно замещаемых пород, и эти диопсидовые породы являются не биметасоматическими образованиями в строгом значении этого понятия, а инфильтрационно-метасоматическими. Сопоставление метасом-

матитов с разновозрастными гранитоидами указывает на геохимическое родство только с ранними гранитоидами второго тектоно-метаморфического цикла. Следовательно, для групп метасоматических диопсидовых пород источниками главных петрогенных и редких элементов являются: а) непосредственно замещаемые породы, б) диопсидовые и диопсидо-скаполитовые сланцы продуктивных горизонтов и в) ранние гранитоиды второго тектоно-метаморфического цикла. Кроме того, эти гранитоиды являлись, по-видимому, и источником растворов для метасоматоза.

7. Факторы контроля флогопитовых месторождений Алдана могут быть подразделены на региональные и локальные. Региональной рудоконтролирующей структурой Нимнырского блока является Нижнетимптонская куполовидная структура высшего порядка. С определенной стадией развития данной антиформы связано заложение многочисленных зон вторичного расслаивания, являвшихся рудоподводящими структурами. Метаморфический и магматический факторы регионального контроля месторождений взаимосвязаны. Флогопитоносные магнезиальные скарны возникали в ходе регрессивного этапа метаморфизма низкотемпературной, наименее глубинной субфации гранулитовой фации. Их образование характеризуется условиями, переходными от низкотемпературной субфации гранулитовой фации к амфиболитовой фации. Широкое развитие флогопитоносных магнезиальных скарнов определяется наличием разновозрастных с ними гранитоидов, являвшихся, по-видимому, источником растворов и наиболее распространенных в субфации низких давлений. Лишь благоприятное сочетание всех трех региональных факторов при наличии среди метаморфических толщ продуктивных горизонтов (литологический контроль) определяет возникновение перспективных флогопитоносных районов. В связи с этим следует отметить, что отсутствие за пределами Нимнырского блока промышленных месторождений флогопита вызвано прежде всего тем, что там развит метаморфизм гранулитовой фации субфаций умеренных и высоких температур и давлений. Литологический фактор выявлен в процессе Геологопоисковых и разведочных работ и подтвержден результатами проведенных петрохимических и геохимических исследований, показавших, что источником главных петрогенных элементов процесса являются карбонатные породы и диопсидо-скаполитовые, диопсидо-плагиоклазовые сланцы продуктивных горизонтов. Магнезиальные скарны и флогопитовые месторождения расположены в местах пересечения продуктивных горизонтов с зонами вторичного расслаивания. При этом тела скарнов чаще всего располагаются вдоль контактов алюмосиликатных пород с карбонатными и вдоль осевых поверхностей довольно сжатых антиформных складок второго этапа деформации, реже - вдоль зон вторичного расслаивания, пересекающих складки под большим углом. Роль складчатых структур в распределении метасоматитов фактически сводится к созданию в рудном поле в процессе предшествующих складчатых деформаций благоприятных тектонических структур (ловушек). От времени формирования рудовмещающих складок метасоматиты отделены несколькими этапами деформаций и в отличие от них принадлежат к новому тектоно-метаморфическому циклу. Оба этих фактора относятся к числу локальных.

8. Основная масса крупнокристаллического промышленного флогопита сосредоточена в мономинеральных зонах и гнездах, секущих крупные тела метасоматитов первой и второй групп. Ориентировка этих секущих жил нередко совпадает с пространственным расположением зон вторичного расслаивания. Масштабы флогопитообразования определялись интенсивностью трещиноватости тел метасоматитов ранней стадии, что находится в прямой зависимости от размеров этих тел.

Л и т е р а т у р а

- А т е р т о н М.П. Химическое значение изоград. - В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967а, с. 175-210.
- А т е р т о н М.П. Состав гранатов в регионально метаморфизованных породах. - В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967б, с. 293-302.
- Б а й к о в а В.С. Структурное состояние и особенности состава полевых шпатов полиметаморфических пород иенгрской серии (Алданский щит). - Геохимия, 1969, № 6, с. 757-763.
- Б а р т Т.Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. - Чтения им. В.И.Вернадского, IV, М., 1962, 20 с.
- Б е л о в Н.В., Л и т в и н с к а я Г.П. Новые представления об изоморфных замещениях. - Вестн. МГУ, 1966, сер. 1У, геология, № 6, с. 17-28.
- Б е у с А.А. Особенности изоморфного вхождения бериллия в кристаллические структуры минералов. - Геохимия, 1956, № 1, с. 67-80.
- Б е у с А.А. Геохимия грейзеновых месторождений и закономерности распределения в них редких элементов. - МГК, XXI сесс., Докл. сов. геол. Геохим. циклы, М., 1960, с. 52-64.
- Б о н д а р е н к о Л.П., Д а г е л а й с к и й В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., 1968, 168 с.
- Б о р и с е н к о Л.Ф. Скандий. - В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М., 1964, т. I, с. 162-192.
- Б о р н е м а н - С т а р ы н к е в и ч И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М., 1964, 223 с.
- В е л и к о с л а в и н с к и й Д.А. Изменение соотношений в группе катионов шестерной координации в биотитах при региональном метаморфизме. - В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.-Л., 1965, с. 47-60.
- В е л и к о с л а в и н с к и й Д.А. Химический состав биотитов как показатель степени и типа регионального метаморфизма. - МГК, XXIII сесс., Докл. сов. геол. Геология докембрия. Проблема 4. Л., 1968, с. 218-228.
- В е р е в к и н Н.И., Е г и н В.И., З а б л о ц к и й Е.М., Э н т и н А.Р. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966, с. 5-14.
- В е с е л о в с к а я М.М. Химико-минералогические исследования в области пироксенов диопсидо-авгитового ряда. - Тр. ИГН АН СССР, 1950, вып. 86, петрогр. сер., № 39, с. 71-110.

- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7, с. 555-571.
- Галибин В.А., Байкова В.С., Седова И.С. Структурное состояние и состав полевых шпатов пород гранулитовой и амфиболитовой фаций (на примере центральной части Алданского щита и его обрамления) - ДАН СССР, 1972, сер. геол., т. 205, № 3, с. 681-684.
- Галюк В.А. Новые данные о геологии и минералогии Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Якутия). - Тр. МГРИ, 1957, т. 31, с. 102-129.
- Галюк В.А. Флогопитовые месторождения Канады и Мадагаскара. - Изв. вузов. Геология и разведка, 1959, № 3, с. 118-132.
- Галюк В.А., Шамакин Б.М. Шпинели флогопитовых месторождений Южной Якутии. - Зап. ВМО, 1961, ч. 90, вып. 6, с. 643-652.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1968, 334 с.
- Герлинг Э.К., Скандерова А.Д., Левченко О.А., Михайлов Д.А. О возрасте мраморов желтулинской и иенгурской серий Алдана по данным уран-свинцового изохронного метода. - ДАН СССР, 1970, сер. геол., т. 194, № 6, с. 1397-1400.
- Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байдинского антиклинория. М., 1963, 544 с.
- Гинзбург И.В. Гастингсит зоны щелочно-гранитного метасоматоза и изоморфизм в моноклинных амфиболах. - Тр. Минер. музея АН СССР, 1961, вып. 11, с. 29-41.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Дук В.Л., Прияткина Л.А. Геологическое положение гранулитовых комплексов. - В кн.: Гранулитовая фация метаморфизма. Л., 1972, с. 9-46.
- Глебовицкий В.А., Судовиков Н.Г. Закономерности эволюции глубинных зон подвижных поясов. - В кн.: Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., 1970, с. 203-219.
- Гордиенко В.В., Богданов Ю.Б., Воинов А.С., Леонова В.А., Пономарева Н.И., Татарский Б.В., Ефрон А.С. Слюдоносные пегматиты Беломорья. В печати.
- Грабкин О.В. К вопросу о внутреннем строении и условиях формирования Нижне-Тимптонского купола на Алданском щите. - Вестн. МГУ, 1965, сер. 1У, геология, № 1, с. 36-44.
- Гранулитовая фация метаморфизма. Л., 1972, 256 с.
- Гришкян Р.И. Основные особенности строения и развития архейских складчатых структур района междуречья Тас-Хонку и Курунг-Хоонку (Центральная часть Алданского щита). - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966, с. 59-75.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.3. Листовые силикаты. М., 1966, 316 с.
- Дзевановский Ю.К. Архейские граниты Алданской плиты. - ДАН СССР, 1946, сер. геол., т. LIV, № 3, с. 251-254.
- Дзевановский Ю.К. Архейский метаморфический комплекс Алданского щита. - В кн.: Труды междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.-Л., 1958, с. 37-42.
- Дзевановский Ю.К., Лазько Е.М. Стратиграфия архея Алданского щита. - Геол. сб. Львовского геол. общ., 1956, № 2-3, с. 80-94.

- Дзевановский Ю.К., Миронюк Е.П., Лагедина Г.Ю. История геологического развития Алданского щита. - В кн.: Тектоника Сибири. М., 1970, т. 3, с. 132-142.
- Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А. Породообразующие пироксены. М., 1971, 454 с.
- Другова Г.М. Метаморфизм гранулитовой фации архея Алданского щита. - МГК, XXII сесс. Докл. сов. геол. Чарнокиты, М., 1964, с. 39-44.
- Другова Г.М., Глебовицкий В.А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. - В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.-Л., 1965, с. 33-46.
- Другова Г.М., Климов Л.В., Крылова М.Д., Михайлов Д.А., Судовиков Н.Г., Ушакова З.Г. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1959, вып. 8, с. 5-331.
- Дук В.Л. Складки зоны ультраметаморфизма (северная часть северо-западного Беломорья). Л., 1967, 83 с.
- Дьяков А.Г., Еловская В.В., Кобеляцкий И.А., Минкин Л.М., Мокшанцев К.Б., Рожков И.С. Основные черты минералогии восточной части Сибирской платформы. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. 1960, вып. 3, с. 3-17.
- Елисеев Н.А. Структурная петрология. Л., 1953, 275 с.
- Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Каромазара. - Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 14, 371 с.
- Закруткин В.В. Амфиболы из пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Анабарского щита. - Геол. и геоф., 1961, № 9, с. 72-80.
- Закруткин В.В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. - Зап. ВМО, 1968, ч. 97, сер. 2, вып. 1, с. 13-23.
- Закруткин В.В., Григоренко М.В. Титан и щелочи в биотитах при метаморфизме. - ДАН СССР, 1968, сер. геол., т. 178, № 3, с. 683-686.
- Зверев В.Н. Краткий очерк о геологических исследованиях в долине р. Алдана. - Изв. Геолкома, 1913, т. 32, № 4, с. 363-404.
- Калинин П.В. Минералы Слюдянского района. - В кн.: Флогопитовые месторождения Слюдянского района. М.-Л., 1939, с. 176-244.
- Калинин П.В., Каныгин Л.И., Удут Б.С. Апатит-пироксеновые жильные пегматоидные образования Тоятского железорудного месторождения. - В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Зап. Сибири. Томск, 1962, с. 163-174.
- Кицул В.И. Сопряженность состава сосуществующих скаполита и плагиоклаза и закономерности их изменения в парагенезисах метаморфических и метасоматических горных пород. - В кн.: Матер. 1У Всесоюзн. петрограф. совещ. Баку, 1969, с. 496-498.
- Кицул В.И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 71-91.
- Кицул В.И., Шкодзинский В.С. Инертность-подвижность компонентов в условиях метаморфизма и мигматитообразования гранулитовой фации и критерии ее расчленения (на примере Алданского щита). - В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. 2. Тр. Всесоюзн. симпозиума, Новосибирск, 1972, с. 81-91.

- Кицул В.И., Зедгенизов А.Н., Лазебник К.А. Стратиграфическое расчленение и корреляция метаморфических толщ верхнеалданской свиты иенгрской серии Алданского щита. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966, с. 15-25.
- Кицул В.И., Лазебник К.А. Геология и петрография докембрийских образований района слияния Алдана и Унгры (к проблеме "Унгринского клина"). - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966, с. 135-158.
- Копылов П.А. Диаграммы Si-Kb для пироксенов ряда диопсид-генденбергит из метасоматических пород Алданского щита. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966, с. 222-232.
- Коржинский Д.С. Геология и полезные ископаемые Южного района. - В кн.: Якутская АССР. Л., 1933, вып. 2, с. 183-221.
- Коржинский Д.С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности. - Тр. ЦНИГРИ, 1936а, вып. 71, 60 с.
- Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. - Тр. ЦНИГРИ, 1936б, вып. 86, 74 с.
- Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. - Стратиграфия СССР, т. I, 1939, с. 349-366.
- Коржинский Д.С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. - Тр. ИГН АН СССР, 1940, вып. 12, 100 с.
- Коржинский Д.С. Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири. - Тр. ИГН АН СССР, 1945, вып. 61, петрогр. сер., № 21, с. 1-100.
- Коржинский Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. - Тр. ИГН АН СССР, 1947, вып. 29, петрогр. сер., № 10, 164 с.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1955, с. 335-456.
- Коржинский Д.С. Зависимость активности компонентов от кислотности растворов и последовательность реакций при послемагматических процессах. - Геохимия, 1956, № 7, с. 3-10.
- Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., 1957, 184 с.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М., 1969, 111 с.
- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., 1967, 298 с.
- Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Волонтэй Г.М., Вотах О.А., Красильников Б.Н., Парфенов Л.М. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, 1964, 128 с.
- Крылова М.Д. Алданский щит. - В кн.: Эволюция вещества при ультраметаморфизме. Л., 1972, с. 10-15.
- Крылова М.Д., Неелов А.Н. Конгломератовидные породы архейского комплекса Алдана. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9, с. 386-397.
- Кулиш Е.А., Ромашкин А.И. Химический состав иенгрской серии алданского архея и продуктов ее гранитизации. - ДАН СССР, 1968, сер. геол., т. 181, № 4, с. 970-971.

- Курицын В.В. Новые данные о стратиграфии архея района железорудных месторождений в центральной части Алданского шита. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 19. Якутск, 1971, с. 62-69.
- Лазарев Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костамукшского месторождения. Л., 1971, 192 с.
- Лазарев Ю.И. О геометрическом анализе складчатых деформаций в районах наложенной складчатости. - В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 4. Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Л., 1972, с. 166-180.
- Лазько Е.М. Геологическое строение западной части Алданского шита. - Изв. АН СССР, 1948, сер. геол., № 2, с. 87-103.
- Лазько Е.М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов, 1956, 198 с.
- Лицарев М.А. О волластоните из архейского метаморфического комплекса Алданского массива. - ДАН СССР, 1956, т. 108, № 1, с. 143-146.
- Лицарев М.А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. - Тр. ИГЕМ, 1961, вып. 67, 167 с.
- Лицарев М.А. Закономерности образования и размещения флогопитовых месторождений Алдана. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1962, т. У1, с. 340-372.
- Лутц Б.Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., 1964, 124 с.
- Лутц Б.Г. Парагенетический анализ гранитизированных высокоглиноземистых пород Алдана. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского шита. М., 1966, с. 159-182.
- Лутц Б.Г. Парагенетический анализ и TR-минерализация глиноземистых пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Алдана и Кольского полуострова. - В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М., 1967, с. 30-58.
- Максимов Е.П., Угрюмов А.Н. Геологическое строение центральной части Алданского шита. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского шита. М., 1966, с. 51-58.
- Малинко С.В. К вопросу об изоморфизме бора в пироксенах. - Геохимия, 1967, № 9, с. 1083-1089.
- Маракушев А.А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского шита. - Тр. ДВФ АН СССР, 1958, сер. геол., т. 5, 120 с.
- Маракушев А.А. Парагенезисы людвигита. - В кн.: Генетические проблемы руд. М., 1960, с. 65-73.
- Маракушев А.А. Парагенезисы пересыщенных глиноземом архейских кристаллических сланцев Алданского шита. - В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., 1961, с. 265-282.
- Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., 1965, 327 с.
- Маракушев А.А. О термодинамических исследованиях в минералогии. - Изв. АН СССР, 1969, сер. геол., № 1, с. 5-30.
- Маракушев А.А., Полин Ю.К. Об условиях образования белых флогопитов в доломитовых мраморах Алданского шита. - Геология и геофизика, 1960, № 8, с. 73-81.
- Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 4. Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Л., 1972, 376 с.

- Миллер Ю.В. О складчатой деформации плоскостей, ориентированных косо к оси вращения при складкообразовании. - В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических толщ. Л., 1970, с. 193-203.
- Миллер Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. - Геотектоника, 1973, № 5, с. 83-93.
- Минеев Д.А. Исследование свойств и возможностей тройной диаграммы $\Sigma\text{Сe} - \Sigma\text{Y}_1 - \Sigma\text{Y}_2$. - Геохимия, 1965, № 12, с. 1423-1438.
- Минеев Д.А. О повышенной итриенности осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых. - Литология и полезные ископаемые, 1972, № 4, с. 129-133.
- Миронюк Е.П. Стратиграфия докембрия в зоне сочленения иенгурской и олэкминской серий Алданского щита. - Тр. межвед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Якутской АССР. Тезисы докл., Л., 1961.
- Миронюк Е.П. Геология докембрия западной части Алданского щита. - Автореф. канд. дисс. Л., 1968, 15 с.
- Михайлов Д.А. Генезис диопсидовых пород в архее Алдана. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960а, вып. 11, с. 308-318.
- Михайлов Д.А. Геолого-структурные особенности метасоматических образований Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Якутия). - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960б, вып. 9, с. 287-297.
- Михайлов Д.А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. Л., 1973, 140 с.
- Михайлов Д.А., Быкова В.С. Метасоматические сфен и ортит диопсидовых пород Алданского щита. - В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.-Л., 1966, с. 76-87.
- Михайлов Д.А., Дук В.Л. Некоторые особенности геологии и геохимии метасоматических образований в архее Алданского щита. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19, с. 344-354.
- Михайлов Д.А., Климов Л.В. Геология железорудных месторождений. - В кн.: Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1959, вып. 8, с. 266-318.
- Михайлов Д.А., Минеев Д.А. Распределение лантаноидов в аксессуарных минералах диопсидовых метасоматитов Алдана. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с. 222-233.
- Мокроусов В.А. Опыт структурно-стратиграфического расчленения архея на примере кристаллических толщ Тимптоно-Учурского междуречья. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, 1968, вып. 18, с. 177-188.
- Мокроусов В.А. Тектоника нижнего докембрия Алданского щита - В кн.: Тектоника Сибири. М., 1970, т. 3, с. 150-156.
- Мурзаев С.П. К вопросу о генезисе диопсидовых пород Алданских флогопитовых месторождений. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. У. М., 1961, с. 86-105.
- Мурзаев С.П. К вопросу о генезисе флогопитоносных метасоматических жил Алдана. - Научн. сообщ. ЯФ СО АН СССР, 1962, вып. VII, с. 121-133.
- Мурзаев С.П. Метасоматическая зональность флогопитоносных образований Алдана. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966, с. 294-318.

- Надеждина Е.Д., Юдина В.В., Яковлевская Т.А. Фассаит из метасоматически измененного трапа. - Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 77, с. 307-318.
- Неелов А.Н. Палеотектоника докембрия Сибирской платформы и некоторые закономерности развития докембрийских подвижных областей. - МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4. М., 1968, с. 41-51.
- Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Кац А.Г., Копаевич Л.В., Седова И.С. Юго-западная граница и возраст Алданского щита. - Геология и геофизика, 1962, № 11, с. 52-61.
- Никитина Л.П., Другова Г.М., Прияткина Л.А., Глебовицкий В.А., Байкова В.С., Климов Л.В., Косой А.Л., Литвин А.Л., Христофоров К.К. Петрология гранулитовых комплексов. - В кн.: Гранулитовая фация метаморфизма. Л., 1972, с. 67-220.
- Никитина Л.П., Хильтова В.Я. Особенности кристаллохимического строения железо-магнезиальных слюд и роговых обманок метаморфических пород. - В кн.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. Л., 1964, с. 24-31.
- Павловский Е.В. Новые данные по геологии и флогопитоносности юга Якутской АССР. - Изв. АН СССР, 1944, сер. геол., вып. 3, с. 93-109.
- Перцев Н.Н. Волластонитсодержащие и силикатно-карбонатные породы желтулинской серии архея Алданского щита. - В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М., 1959, с. 359-365.
- Перцев Н.Н. Парагенезисы борных минералов в магнезиальных скарнах. М., 1971, 192 с.
- Перчук Л.Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алтая. М., 1964, 241 с.
- Перчук Л.Л. Биотит-гранатовый геотермометр. - ДАН СССР, 1967а, сер. геол., т. 177, №№ 1-3, с. 411-414.
- Перчук Л.Л. Пироксен-гранатовое равновесие и фации глубинности эклогитов. - Изв. АН СССР, 1967б, сер. геол., № 11, с. 41-86.
- Перчук Л.Л. Принцип влияния температуры и давления на равновесия природных железо-магнезиальных минералов. - Изв. АН СССР, 1968, сер. геол., № 12, с. 3-30.
- Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., 1970, 391 с.
- Рёутов Л.М. К вопросу о стратиграфии иенгрской серии Алданского щита. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, 1968, вып. 18, с. 140-152.
- Рудник В.А. Раннедокембрийская гранитизация и ее связь с тектоническим развитием Алданского щита. - В кн.: Материалы по тектонике и магматизму востока СССР. - Тр. ВСЕГЕИ, 1967, т. 135, с. 113-160.
- Рудник В.А. Гранитообразование и его роль в формировании гранитного слоя земной коры в докембрии. - Автореф. докт. дисс. Л., 1972, 56 с.
- Рудник В.А., Соботович Э.В., Терентьев В.М. Об архейском возрасте древнейших пород алданского комплекса. - ДАН СССР, 1969, т. 188, № 4, с. 897-900.
- Салъе М.Е. Геохимия и генезис флогопитоносных диопсидовых метасоматитов Алдана. - Международный геохимический конгресс. Тезисы докл. Т. II. М., 1971, с. 526-527.

- Салье М.Е., Дук В.Л., Байкова В.С. Условия промышленного флогопитообразования в докембрии Алдана. - В кн.: *Метаморфогенное рудообразование*. Ч. II. Киев, 1972, с. 164-188.
- Салье М.Е., Дук В.Л., Бугрова В.Д. Некоторые вопросы геологии, внутреннего строения и петрологии флогопитовых месторождений Алдана. - В кн.: *Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР*. М.-Л., 1966, с. 25-62.
- Салье М.Е., Минеев Д.А. Закономерности распределения редкоземельных элементов во флогопитоносных диопсидовых породах и рудоконтролирующих зонах (Алдан). - В кн.: *Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование*. Л., 1970, с.208-221.
- Салье М.Е., Яковлева С.З. К геохимии лития, рубидия и цезия во флогопитоносных диопсидовых породах Алданского щита. - *Геохимия*, 1968, № 2, с. 145-156.
- Сандел Э.Б., Голдич С.С. Редкие металлы некоторых американских изверженных пород. - В кн.: *Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах*. М., 1952, с. 183-527.
- Сердюченко Д.П. Происхождение архейских железных руд Южной Якутии. - *Изв. АН СССР*, 1959, сер. геол., № 8, с. 34-49.
- Сердюченко Д.П. Редкоземельная минерализация в осадочно-метаморфических породах. - В кн.: *Очерки по металлогении осадочных пород*. М., 1961, с. 14-48.
- Сердюченко Д.П., Глебов А.В., Каденская М.И., Леонова Е.П., Каденский А.А., Павлов В.А. Железные руды Южной Якутии. М., 1960, 519 с.
- Серых В.И. Распределение меди в генетически связанных сериях гранитоидов. - *Геохимия*, 1963, № 11, с. 1027-1033.
- Синяков В.И. Особенности формирования магнезиально-скарновых магнетитовых месторождений Горной Шории. Новосибирск, 1967, 109 с.
- Смирнов С.С. Материалы к геологии и минералогии Южного Прибайкалья. Л., 1928, 75 с.
- Смолин П.П. К петрогенетическому значению полиморфизма и связанных с ним аспектов минералогии пироксенов. - *Изв. АН СССР*, 1968, сер. геол., № 11, с. 12-26.
- Соболев В.С. Роль высоких давлений при метаморфизме. - *МГК, XXI сесс. Докл. сов. геол. Проблема 14. Гранито-гнейсы*. Киев, 1960, с. 36-45.
- Соболев В.С. О давлении при процессах метаморфизма. - В кн.: *Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд*. Т. I. М., 1961, с. 7-16.
- Судовиков Н.Г. Геология и железоносность докембрия верховьев р. Алдана. - *Тр. Якутской комплексной экспедиции СОПС АН СССР*, 1954, вып. 2.
- Судовиков Н.Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы „основного фронта“. - *Изв. АН СССР*, 1956, сер. геол., № 1, с. 29-49.
- Судовиков Н.Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз. - В кн.: *Геология докембрия Алданского горнопромышленного района*. - *Тр. ЛАГЕД АН СССР*, 1959, вып. 8, с. 195-232.
- Судовиков Н.Г., Другова Г.М., Крылова М.Д., Михайлов Д.А. Петрография докембрия Алданского горнопромышленного района. - В кн.: *Петрография Восточной Сибири*. Т. II. М., 1962а, с. 320-446.

- Судовиков Н.Г., Другова Г.М., Крылова М.Д., Михайлов Д.А. Особенности тектонического строения архейских образований Алданского горнопромышленного района. - Изв. АН СССР, 1962б, сер. геол., № 11, с. 95-100.
- Судовиков Н.Г., Климов Л.В., Михайлов Д.А. О закономерностях распределения флогопитовых месторождений в архее Алдана. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. У1. М., 1962, с. 385-399.
- Татарский В.Б. Определение номера плагиоклаза иммерсионным методом. - Зап. ВМО, 1956, сер. 2, вып. 2, ч. 85, с. 204-207.
- Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Мельникова Г.Л., Зыков С.И., Чупахин М.С. О протерозойском возрасте пород Алданского комплекса. Геохимия, 1967, № 3, с. 284-289.
- Ушакова Е.Н. Биотиты метаморфических пород. М., 1971, 345 с.
- Ушакова З.Г. Стратиграфия иенгрской серии архея западной части Алданского щита. - Тр. Междуведомств. совещ. по разработке унифич. стратигр. схем Сибири. М., 1958, с. 231-239.
- Федосеева М.М. Фассаит из мезозальных скарнов магнетитовых месторождений Горной Шории. - В кн.: Вопросы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск, 1971, с. 110-112.
- Фоменков Б.П. Геолого-структурные особенности месторождений флогопита Куранахской группы Южной Якутии и принципы поисков флогопитовых тел. - Изв. вузов. Геология и разведка, 1958, № 9, с. 82-91.
- Фостер М.Д. Отношение зарядов в диоктаэдрических и триоктаэдрических слюдах. - В кн.: Вопросы геологии и минералогии слюд. М., 1965, с. 228-245.
- Фролова Н.В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. - В кн.: Геология и петрология докембрия. М., 1962, вып. 5, с.13-49.
- Фролова Н.В., Клековкин И.Д. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведка алданских месторождений флогопита. - Тр. Алданской геол.-разв. эксп., 1945, вып. 2, 113 с.
- Фрумкин И.М. Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите. - В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967, с. 135-149.
- Фрумкин И.М. Направленность геологического развития земной коры Алданского щита в архейское время. - В кн.: Тектоника Сибири. М., 1970, т. III, с. 142-150.
- Фрумкин И.М. Объем и структурно-стратиграфическое расчленение иенгрского комплекса архея Алданского щита. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, 1971а, вып. 19, с. 11-26.
- Фрумкин И.М. Стратиграфия и тектоника архея восточной части Алданского щита.-Автореф. канд. дисс. М., 1971б.
- Цветков А.И. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов. - Тр. ИГН АН СССР, 1951, вып. 138, петрогр. сер., № 41, с. 107.
- Цветков А.И., Вальяшикина Е.П. Материалы по термическому исследованию минералов. - III. Слюды. - Тр. ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 4, 107 с.
- Черкасов Р.Ф. Некоторые вопросы геологии и методики картирования флогопитоносных полей в архее центральной части Алданского щита. - В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967, с. 104-110.

- Черноморский М.А., Вознесенский В.Д., Дук В.Л., Миллер Ю.В. Изучение взаимоотношений метаморфических толщ. - В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50000. Вып. 4. Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Л., 1972, с. 48-61.
- Чиннер Г.А. Парагенезис гранат-кордиерит. - В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., 1963, с. 484-488.
- Шабынин Л.И. Еще раз о значении железистости фемических минералов. - Минер. сб. Львовск. геол. общ., 1958, № 12, с. 71-105.
- Шабынин Л.И. Магнезиальные скарны и связанное с ними оруденение. - В кн.: Генетические проблемы руд. М., 1960, с. 50-64.
- Шабынин Л.И. О магнезиально-скарновой рудной формации. - В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., 1966, с. 88-101.
- Шабынин Л.И. О фассаитовом характере клинопироксена магнезиальных скарнов. - ДАН СССР, 1969, сер. геол., т. 187, № 6, с. 1386-1389.
- Шабынин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М., 1973. 214 с.
- 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, т. 1, М., 1961.
- Шабынин Л.И., Унанова О.Г. О фассаитах из скарнов Везувиановой горки и других участков района Кедабекского месторождения и о природе этих скарнов. - В кн.: Новые данные о минералах СССР. Тр. Минер. музея АН СССР, 1972, вып. 21, с. 147-156.
- Швецов Е.С., Механошин С.П. Закономерности размещения флогопитовых месторождений в Алданской слюдоносной провинции. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VI. М., 1962, с. 373-384.
- Шемякин В.М., Афанасьева Л.И., Терентьева М.В. Гидроксилсодержащий ромбический пироксен из чарнокитов Северной Карелии. - ДАН СССР, 1967, т. 175, № 2, с. 438-440.
- Шмакин Б.М. Особенности минералогии и генезиса Куранахских флогопитовых месторождений (Алданский район). - Тр. МГРИ, 1961, т. 37, с. 60-81.
- Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е., Дук В.Л., Никитин Ю.В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1962, вып. 14, 306 с.
- Эванс Р. Введение в кристаллохимию. 1948, 367 с.
- Эз В.В. О роли изоклинальной складчатости в структуре беломорид. - Геотектоника, 1967, № 3, с. 69-81.
- Эз В.В. Особенности складчатой структуры ультраметаморфических толщ на примере беломорского комплекса архея Балтийского щита. - МГК, XXIII сесс. Докл. сов. геол. Проблема 4. Л., 1968, с. 74-77.
- Эз В.В. Методы изучения структур метаморфических толщ. - В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50000. Вып. 4. Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Л., 1972, с. 117-166.
- Энтин А.Р. Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в Центрально-Алданской флогопитоносной и железорудной провинции. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966, с. 85-92.

- Юдина В.В. Некоторые явления метаморфизма и метасоматоза, связанные с Талнахской дифференцированной интрузией габбро-до-леритов (Норильский район). - В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М., 1965, с. 112-175.
- Юдович Я.И., Гольдберг Ю.И., Юшкова Г.Е., Иванова Т.И., Соколов М.Б. Полуколичественный спектральный анализ в геологических целях. - Литология и полезные ископаемые, 1970, № 5, с. 131-142.
- Albee A.L. Distribution of Fe, Mg and Mn between garnet and biotite in natural mineral assemblages. - J. Geol., 1965, v. 73, N 1, p. 155-164.
- Atherton M.P. The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. Contr. Miner. and Petrol., 1968, vol. 18, N 4, p. 347-371.
- Barth T.F.W. The feldspar geologic thermometer. - Norsk Geol. Tidss., 1962, Bd. 42, 2 Halvbind (Feldspar Volume), p. 330-339.
- Bilgrami S.A. Distribution of Cu, Ni, Co, V and Cr in rocks of the Hindubagh igneous complex, Zhob Valley, West Pakistan. - Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, N 12, p. 1729-1738.
- Binns R.A. The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama Complex, Broken Hill district, New South Wales. P. II. Pyroxenes, Garnets, plagioclases and opaque Oxides. - Miner. Mag., 1965, v. 35, N 272, p. 561-587.
- Boyd F.R., England J.L. Minerals of the mantle: aluminas enstatite, Year Book 1959, Corneg. Inst., Washington, 1960, p. 47-52.
- Chakraborty K.R. Coexisting pyroxenes. - Geol. Mag., 1969, 106, N 3, p. 229-293.
- Chemical analyses of Canadian rocks minerals and ores. 1965.
- Chinner G.A. Pelitic gneisses with varying ferrous ferric ratios from Glen Clova, Angus. - J. Petrol., 1960, v. 1, N 2, p. 178-217.
- Eskola P. On the relations between the chemical and mineralogical Composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. - Bull. Comm. geol. Finl., 1915, N 44, p. 1-107.
- Eskola P. On granulites of Lapland. - Amer. J. Sci., Bowen Vol., 1952, p. 133-171.
- Eskola P. On the mineral facies of charnockites. - J. Madras Univ. Bull., 1957, v. 27, N 1, p. 101-119.
- Foster M.D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. - U.S. Geol. Surv. prof. paper, 1960, N 354-B, 65 p.
- Frost M.J. Metamorphic Grade and Iron-Magnesium distribution between Coexisting Garnet-Biotite and Garnet-Hornblende. - Geol. Mag., 1962, v. 99, N 5, p. 427-438.
- Fyson W.K. Fold attitudes in metamorphic rocks. - Amer. J. Sci., 1971, v. 270, N 5, p. 373-382.

- Groves A.W. Charnockite series of Uganda, British East Africa. - *J. Geol. Soc. London*, 1935, v. 91, N 362, p. 150-207.
- Hart S.R., Aldrich L.T. Fractionation of K/Rb by amphiboles; implications regarding mantle composition. - *Science*, 1967, v. 155, N 3760, p. 325-327.
- Hallimond A.E. Pyroxenes, amphibole and mica from the Tiree marble. - *Miner. Mag.*, 1947, v. 28, N 199, p. 230-243.
- Hensen B.J., Green D.H. Experimental data on coexisting cordierite and garnet under high grade metamorphic conditions. - *Phys. Earth Planet. Int.*, 1970, v. 3, p. 431-440.
- Hensen B.J., Green D.H. Experimental data of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressure and temperature. I Compositions with excess aluminosilicate. - *Contr. Miner. Petrol.*, 1971, v. 33, p. 309-330.
- Hensen B.J., Green D.H. Experimental study of the stability of Cordierite and Garnet in pelitic compositions at High Pressures and Temperatures. II. Compositions without Excess Aluminosilicate. - *Contr. Miner. Petrol.*, 1972, v. 35, p. 331-354.
- Iiyama T. Optical properties and unit cell dimensions of cordierite and indialite. *Miner. Japan*, 1956, v. 1, p. 372-394.
- Knopf A., Lee D.E. Fassaitte from near Helena, Montana. - *Amer. Mineralogist*, 1957, v. 42, N 1-2, p. 73-77.
- Kretz R. Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec with emphasis on distribution of elements in co-existing minerals. - *J. Geol.*, 1959, v. 67, N 4, p. 371-402.
- Kretz R. Some application of thermodynamics to co-existing minerals of variable composition. Examples: orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-garnet. - *J. Geol.*, 1961, v. 69, N 4, p. 361-387.
- Kretz R. Analysis of Equilibrium in garnet-biotite-sillimanite gneisses from Quebec. - *J. Petrol.*, 1964, v. 5, N 1, p. 1-20.
- Kuno H. Notes on rock-forming minerals. 16. Titaniferous pyroxene, spinel and magnetite in hornfels from Sisaka - Zima Island, Japan. - *J. Geol. Soc. Jap.*, 1960, v. 66, N 780, p. 616-618.
- Lacroix A. Les gisements de phlogopite de Madagascar et les pyroxenites qui les renferment. - *Ann. Geol. du Serv. des Mines*, 1941, N 11.
- Leonard B.F., Buddington A.F. Ore deposits of the St. Lawrence County magnetite district, northwest Adirondacks New York. - *Geol. Surv. Prof. paper*, 1964, N 377, 259 p.
- Nandi K. Garnets as indices of progressive regional metamorphism. *Miner. Mag.*, vol. 36, N 277, p. 89-93, 1967.
- Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. Chicago Press, USA, 1952, N 4, p. 331-355.
- Rosenquist J.T. The metamorphic facies and the feldspar minerals. - *Univ. J. Bergen. Arbok. Naturvit. rekke*, 1952, N 4, 116 p.

- Saxena S.K. Distribution of elements between coexisting minerals and the nature of solid solution in garnet. - *Am. Miner.*, 1968a, v. 53, N 5-6, p. 994-1014.
- Saxena S.K. Crystal chemical aspects of distribution among certain coexisting rockforming silicates. - *N.Jb. Miner. Abh.*, 1968b, Bd. 108, Hf. 3, p. 292-342.
- Saxena S.K. Silicate solid solution and geothermometry *Contr. Miner. Petrol.*, 1969, v. 21, N 4, p. 338-345.
- Schreyer W., Seifert F. Compatibility relations of the aluminium silicates in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ and $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ at high pressures. - *Amer. J. Sci.*, 1969, v. 267, N 3, p. 371-388.
- Sen S.K., Chakraborty K.R. Magnesium-iron exchange equilibrium in garnet-biotite and metamorphic grade. - *N. Jb. Miner. Abh.*, 1968, Bd. 108, Hf. 2, p. 180-207.
- Slemmons David D. Observation on order-disorder relations of natural plagioclase. I. A method of evaluating order-disorder. - *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 1962, Bd. 42, 2 Halvbind, p. 533-553.
- Smith J.R., Yoder H.S. Variations in X-ray powder diffraction patterns of plagioclase feldspars. - *Am. Miner.*, 1956, v. 41, p. 632-647.
- Stuart B.A. The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism. - *J. Petrol.*, 1962, v. 3, N 2, p. 181-191.
- Tilley C.E. Aluminous pyroxenes in metamorphosed limestones. - *Geol. Mag.*, 1938, v. 75, N 884, p. 81-86.
- Tilley C.E. The zoned contact-skarns of the Broadford area, Skye; a study of boron-fluorine metasomatism in dolomites. - *Min. Mag.*, 1951, v. 29, p. 622-635.
- Wager L.R., Mitchell R.L. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1951, v. 1, N 3, p. 131-208.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	4
Глава I. Общая характеристика геологического строения центральной части Алданского кристаллического массива (В. Л. Дук)	6
§ 1. Суперкрупные толщи	7
§ 2. Основные черты тектонического строения	12
§ 3. Метаморфизм и гранитообразование	13
Глава II. Возрастные соотношения толщ Алдано-Тимптонского междуречья (В. Л. Дук)	17
Глава III. Структура центральной части Алданского кристаллического массива (В. Л. Дук)	23
§ 1. Критерии выделения разновозрастных структур, основные понятия и термины	23
§ 2. Складчатые структуры юго-восточной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры высшего порядка (междуречье Курунг-Хоонку-Эгете-Тимптон)	25
Первый цикл деформаций	25
Второй цикл деформаций	50
§ 3. Складчатые структуры северной части Нижне-Тимптонской куполовидной структуры высшего порядка	61
§ 4. Обсуждения и выводы	65
Глава IV. Этапы метаморфического минералообразования (В. С. Байкова)	69
§ 1. Ассоциации минералов и последовательность процессов минералообразования	70
Минеральные ассоциации первого тектоно-метаморфического цикла	70
Минеральные ассоциации второго тектоно-метаморфического цикла	77
§ 2. Характеристика типоморфных минералов	85
§ 3. Равновесные пары минералов и некоторые вопросы термометрии процессов метаморфизма	105
Глава V. Общая характеристика формации флогопитоносных магнезиальных скарнов центральной части Алданского щита (М. Е. Салье, В. Л. Дук)	116
Глава VI. Главные породообразующие минералы флогопитоносных магнезиальных скарнов (М. Е. Салье)	122
§ 1. Диопсид	123
§ 2. Шпидель	145
§ 3. Паргасит	147
§ 4. Флогопит	149

Глава VII. Геохимия процесса образования флогопитоносных магнезиальных скарнов (М. Е. Салье)	166
§ 1. Некоторые особенности геохимии главных типов пород нимырской и федоровской свит	166
§ 2. Распределение редких элементов во флогопитоносных магнезиальных скарнах и зонах вторичного расплывания	171
Распределение редкоземельных элементов	173
Распределение редких щелочей	178
§ 3. Распределение редких элементов в сосуществующих породообразующих минералах флогопитоносных магнезиальных скарнов	182
Галлий	182
Скандий	188
Редкие щелочи	190
§ 4. Обсуждение и выводы	201
Заключение	209
Литература	212

Владимир Леонтьевич Дук, Марина Евгеньевна Салье,
Валентина Сергеевна Байкова

СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ
И ФЛЮГОПИТОНОСНОСТЬ ГРАНУЛИТОВ АЛДАНА

Утверждено к печати
Институтом геологии и геохронологии
докембрия АН СССР

Редактор издательства Т.П. Жукова
Художник И.П. Кремлев
Технический редактор Н.И. Кашунова
Корректор Н.З. Петрова

Сдано в производство и подписано к печати 21/X 1974 г.
Формат бумаги 70 x 108 1/16. Бумага № 1 . Печ. п. 14 1/4 + 5 вкл
(5 печ. п.). = 26.95 усл. печ. п. Уч.-изд. п. 19.48. Изд. № 5588.
Тип. зак. № 941 . М-26066. Тираж 500 . Цена 1 р. 80 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука“
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства „Наука“
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

Исправления

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
5	8 сверху	Хлорит Clh	Хлорит Chl
13	27 "	предложил	продолжил
27	3 "	6	16
31	1 "	вероятность опре- деления	вероятность оп- рокидывания изоклинальных складок
36	6 "	шестой	пятой
51	22 снизу	№ 30	№ 18
60	6 "	северо-восточного	северо-западно- го
79	2 сверху	поздних	низких
84	15 снизу	гранита	граната
119	26 "	10 см	10 м
132	9 сверху	0.200	0.020
135	13 снизу	1750-1800	1.750-1.800
141	18 "	Mg ; в позиции	Mg в позиции

В табл. 28, в графах ΣR^{3+} и Al_{IV} последнюю строку под чертой не читать.

161	5 снизу	минералов	миналов
163	22 сверху	$2R^{2+}$	$2R^{3+}$
169	25 "	содержания	уменьшения со- держания
179	20 снизу	Li / Mg	Mg / Li
188	24 сверху	перекристаллизации	кристаллизации
190	19 "	пергатита	паргасита
Рис. 47	2-4, 7, 8 снизу	четвертой	шестой

Подпись к рис. 84 соответствует рис. 85, и наоборот.

1 р. 80 к.

1226



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» — ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ