

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

---

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. 60-летия СОЮЗА ССР  
ВЫПУСК 757

---

В.В. ЗОЛОТУХИН

ОСОБЕННОСТИ  
ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОГО  
ИНТРУЗИВА  
Тулай-Киряка  
на Таймыре

(к проблеме платформенных гранитов)

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР Г.В. Поляков



НОВОСИБИРСК  
« НАУКА »  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1990

УДК 552.11; 552.31

Особенности дифференцированного интрузива Тулай-Кирыка на Таймыре (к проблеме платформенных гранитов)/ Золотухин В.В. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. - 111 с.

ISBN 5-02-029496-9.

В монографии рассматриваются главные черты геологического положения, внутреннего строения, химического состава и геохимии известного базитового интрузива Тулай-Кирыка на Таймыре. На базе нового обширного фактического материала по вещественному составу дается современная петрологическая трактовка возникновения расслоенного строения массива, в том числе мощного гранитного горизонта, а также интенсивных контактовых и аутометаморфических изменений, в частности проявлений сульфидного оруденения. Приводятся суждения о составе исходного расплава для расслоенного массива и проблеме платформенных гранитов вообще.

Представляет интерес для геологов, петрологов и металлогенистов.

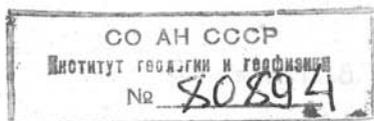
Табл. 11. Ил. 23. Фототабл. 32. Библиогр.: 39 назв.

Рецензенты

доктора геолого-минералогических наук Н.Н. Амшинский, В.А. Кутюлин

Утверждено к печати

Институтом геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР



3 1804020300-148  
042(02)-90 351-90 I полугодие

ISBN 5-02-029496-9

© Издательство "Наука", 1990

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема кислых гранитоидных пород, иногда появляющихся в тесной ассоциации с траппами Сибири, Индии, Южной Африки и других регионов, до сих пор интересует многих геологов. На Сибирской платформе известны относительно мелкие проявления кислых пород в интрузивной фации. Более представительны по объему кислые породы среди эффузивов Декана и достаточно часты – совместно с долеритами Карру в Южной Африке. Вместе с тем известны мощные гранитоидные тела в верхней части базитового Бушвельдского лополита в Южной Африке и базитового лополита Садбери в Канаде, происхождение которых и соотношение с базитами является также предметом длительных дискуссий /Уэйджер, Браун, 1970/. Сопоставимые по масштабу проявления гранитоидов были описаны также в верхней части огромного траппового расслоенного интрузива Тулай-Кирыка на Восточном Таймыре /Равич, Чайка, 1956/, очевидно, той же природы, что и в Бушвельде и Садбери. Здесь же по соседству были описаны и кислые эффузивы того же возраста. Отсюда понятен тот большой интерес, который представляет этот интрузив для исследователей траппов и платформенных базитов вообще.

Летом 1986 г. были проведены тематические полевые работы по детализации и выяснению генетических взаимоотношений базитов и гранитов Тулай-Кирыка, которые потребовали длительной специальной камеральной обработки собранной коллекции образцов по западной, наиболее хорошо обнаженной части интрузива. Результат этих исследований – данная работа, вышедшая за пределы первоначально поставленных задач и охватившая, по сути дела, петрологию всего массива.

Автор благодарен за большую помощь в проведении полевых работ – Д.А. Додину, в аналитических исследованиях пород – сотрудникам химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР, в изучении порообразующих минералов на электронном зонде – Н.А. Ткаченко, О.С. Хмельниковой, В.Ф. Коненко, в петрохимических расчетах на ЭВМ – Т.Н. Никиточкиной, в изготовлении микрофото пород – С.Г. Моторину.

### Список сокращений

Ab – альбит	Il – ильменит
An – анортит	Mt – магнетит
Ap – апатит	Ol – оливин
Bi – биотит	Orx – ортопироксен
Cpx – клинопироксен	Or – ортоклаз
Di – диопсид	Pl – плагиоклаз
Fa – фаялит	Q – кварц
Fs – ферросилит	Sp – шпинель
Hrb – роговая обманка	

## Глава 1

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ПОЛОЖЕНИЯ МАССИВА ТУЛАЙ-КИРЯКА\*

Дифференцированный базитовый пластовый интрузив Тулай-Киряка с необычно мощным гранитным горизонтом сверху располагается примерно в 60 км к востоку от оз. Таймыр. После открытия в 1949 г. Ф.И. Ивановым массив изучался многими геологами. Наиболее полные сведения о геологии, составе и строении интрузива были получены М.Г. Равичем и Л.А. Чайкой, а в последний период изучения – Н.И. Коробовой, Э.Н. Линдом и Л.В. Махлаевым. Как было установлено /Равич, Чайка, 1956/, интрузив подобно многочисленным маломощным силлам траппов согласно залегает в аргиллит-алевролитовой толще верхней половины нижней перми и обнажается в северной части крупного горстового поднятия, окруженного четвертичными отложениями (рис. 1). Этот поднятый и в какой-то мере затем эроцированный блок принадлежал северному крылу антиклинальной структуры в составе Таймырской системы непрерывных линейных складок, возникшей в раннем мезозое /Погребичкий, 1971/. Все пермские породы из вмещающей толщи, имеющие моноклинальное залегание, падают на север под углом до  $60^\circ$ . Такое же крутое залегание имеют туфогенные песчаники нижнего и среднего триаса, непосредственно подстилаемые покровами кварцевых порфиров (см. рис. 1), располагающиеся в 2 км стратиграфически выше интрузива. Высказано аргументированное предположение, судя по составу и структуре последних, что они могут находиться в генетической связи с породами гранитного горизонта интрузива. И тогда, как полагают эти авторы /Равич, Чайка, 1956/, возраст интрузива – граница перми и триаса, а глубина его не более 2 км.

Благодаря участию в складчатости интрузив представляет собой крутопадающее ( $50-70^\circ$ ) на север пластинообразное тело с субширотным простиранием, следящее на дневной поверхности на 20 км и далее как к западу, так и к востоку погружающееся под четвертичные отложения. При общей мощности около 1200 м в его западной части, в восточной он сокращается до 600 м, т.е. значительно выклинивается к востоку.

Верхняя часть сложена гранитами при мощности от 350 м в западной части до 500 м и более – в восточной. Нижняя часть базитовая, превышающая в 2–2,5 раза мощность гранитного горизонта на западе и уменьшающаяся до полного выклинивания – на востоке. Впоследствии эти оценки соотношения базитов и гранитов претерпели изменения в пользу гранитов, мощность которых Н.И. Коробова и др. оценивают от 600 м на западе до 800 м на востоке. Таким образом, мощности гранитоидной и габброидной частей интрузивного тела на западе принимаются равными, а восточнее преобладают граниты, что является одним из аргументов отрицания гранитов в массиве, как дифференциата базитового расплава, давая основания ряду геологов предполагать для них самостоятельный источник кислого расплава, отвечающего описанным ранее интрузивам гранитов Таймыра /Равич, Чайка, 1959/.

\* При участии Д.А. Додина – в полевых исследованиях.

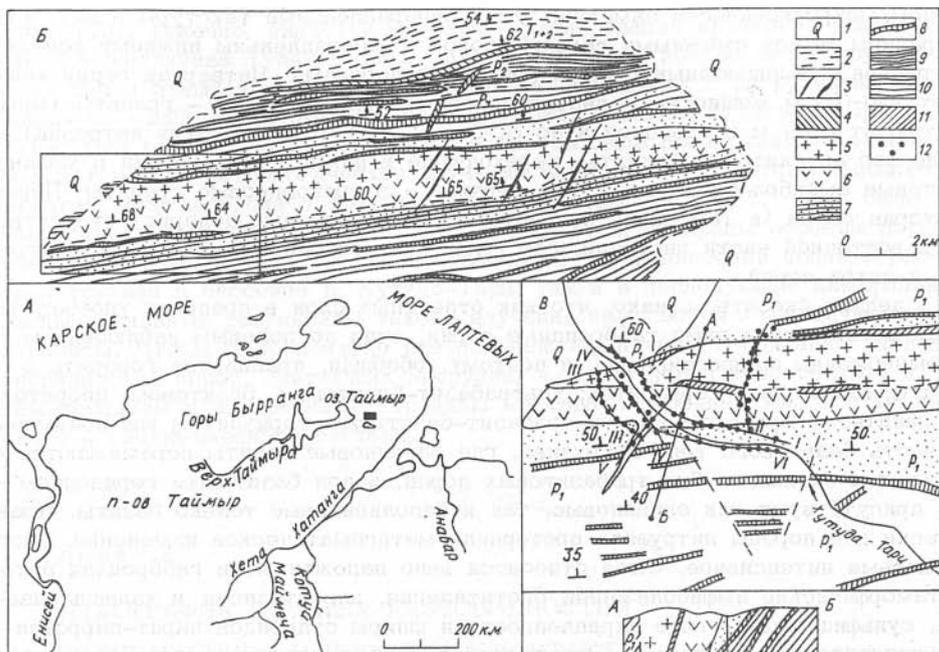


Рис. 1. Местоположение интрузива в регионе (А), схематическая геологическая карта (Б) интрузива /Равич, Чайка, 1956/ и геологическая схема полигона (В), выбранного для детального петрологического исследования интрузива Тулай-Кирыка (с учетом данных Н.И. Коробовой и Э.М. Линда).

1 - четвертичные отложения; 2 - триасовые отложения (туфогенные песчаники и туффиты); 3 - дайки долеритовые; 4 - кваршевые порфиры; 5 - аляскитовые граниты; 6 - габброиды; 7 - контактово-метаморфические породы; 8 - sillы долеритов; 9 - верхнепермские отложения (аргиллиты, алевролиты, реже песчаники); 10 - нижнепермские отложения (песчаники, алевролиты, аргиллиты, в верхней части - прослой углистых сланцев); 11 - графитовые роговики; 12 - места взятия образцов. I-VI - разрезы с отбором образцов.

При маршрутных пересечениях интрузива (см. рис. 1, В) нередко наблюдаются так называемые "серии" пород с более меланократовыми породами внизу и лейкократовыми вверх. По данным предыдущих исследователей /Равич, Чайка, 1956/, в интрузиве имеется до пяти серий с резкой границей между меланократовым и нижележащим лейкократовым слоями смежных серий, в то время как в пределах одной серии переходы постепенные. Первая (нижняя) серия (до 120 м мощностью) отделена от пород экзоконтакта "оторочкой" контактовых оливковых долеритов (мощностью до 15 м), переходящих в оливковое габбро, которые в свою очередь сменяются трахитоидными габбро в верхней части первой серии. Вторая серия (до 200 м мощностью) в нижней части представлена амфиболовым перидотитом (до 50 м мощностью), сменяющимся выше трахитоидными габбро до лабрадоритов. Третья серия (около 200 м мощностью) представлена главным образом трахитоидными габбро, книзу переходящими в оливковое габбро, а кверху - в лейкократовое габбро и габбро-диориты. Трахитоидность во всех сериях габброидных пород создается ориентированностью многочисленных таблитчатых кристаллов плагиоклаза,

причем макроскопически заметно, что планпараллельные текстуры в них, как и границы между смежными сериями пород, субпараллельны нижнему контакту интрузива с вмещающими ороговикованными породами. Четвертая серия включает (до 70 м мощностью) диоритоподобные породы, пятая – граниты (мощностью от 340 м в западной и до 550 м – в восточной частях интрузии). Чаще это аляскитовые граниты, переходящие в нижней части серии в меланократовые амфибол-биотитовые, а в верхней – в гранофировые граниты. Первая и вторая серии (в том числе приконтактный оливиновый долерит) отсутствуют в восточной части интрузии, где имеются в основном лишь породы четвертой и пятой серий.

Следует сказать, однако, что как отдельные слои в пределах упомянутых выше серий, так и сами габброидные серии, судя по полевым наблюдениям, не выдержанны по простиранию, и поэтому, обобщая, правильнее говорить о следующих четырех горизонтах: ультрабазит-базитовом, базитовом, диоритовом и гранитном. При этом под ультрабазит-базитовым горизонтом мы понимаем ту часть базитового тела интрузива, где оливиновые базиты перемежаются с линзами и слоями субультрабазитовых пород, а под базитовым горизонтом – где присутствуют как оливиновые, так и безоливиновые только базиты. Практически все породы интрузива претерпели метасоматическое изменение, иногда весьма интенсивное. Сюда относятся явно наложенные в габброидах автометаморфические амфиболитизация, биотитизация, альбитизация и калишпатизация, сульфидизация (чаще вкрапленность и шпирсы сульфидов пирит-пирротин-халькопиритового состава). Этими особенностями породы интрузива заметно отличаются от рядовых траппов Сибирской платформы и Таймыра, сложенных относительно свежими обычными долеритами и габбро-долеритами.

Вмещающие породы, как уже говорилось выше, представлены аргиллит-алевролитовой толщей нижней перми. Взаимодействуя с ними, интрузив Тулай-Кирыка ороговиковывает их на расстоянии до 400 м ниже ее подошвы и более 200 м выше ее кровли. Помимо этого, по данным Н.И. Коробовой и др., клиновидное тело роговиков (в том числе графитовых) протягивается на 1,5 км при мощности 25–50 м между гранитной и базитовой частями интрузива в его западной части по р. Хутудо-Тари (см. рис. 1, В). Среди габбро нередко наблюдаются помимо ксенолитов роговиков также ксенолиты гранита с размером от сантиметров до нескольких метров в диаметре. В нижнем и верхнем экзоконтактах интрузива располагаются мощные зоны различных роговиков (кордиерит-гиперстен-плагноклазовых, кварц-биотитовых и др.) и специфических гранитизированных пород. Как сообщают М.Г. Равич и Л.А. Чайка /1956/, “непосредственно к кровле примыкает слой гранитизированных и графитизированных терригенных пород мощностью 70–100 м” и далее располагаются роговики. В нижнем экзоконтакте восточной части интрузии также имеются гранитизированные породы в виде слоев (мощностью до 6 м) и мелких прожилков. Цитированные авторы справедливо полагают, что эти гранитовидные породы, “вероятно, образовались в результате метасоматической гранитизации прослоев песчаников в аргиллит-алевролитовой толще одновременно с появлением роговиков в период кристаллизации интрузии” (с. 62). Развиты они там, где уже нет эндоконтактных оливиновых порфиroidных долеритов и с вмещающими породами соприкасаются кислые породы интрузива. Специфические “графитовые” граниты демонстрируют несомненную метасоматическую природу, имея до 50 % графита в своем составе.

Почти сорок лет прошло со времени открытия и начала изучения интрузива, но все еще не вполне решены важнейшие вопросы его генезиса, а именно: причины наблюдаемой расслоенности базитовой части массива, механизм возникновения диоритов, природа горизонта гранитов, состав исходного расплава, внедрившегося в камеру, природа проявления сульфидного оруденения

в базитовой части массива и его перспективы. Главной проблемой в перечисленном ряду, конечно, является механизм формирования крупного гранитного горизонта интрузива Тулай-Кирыка, ибо подобный же вопрос дискутируется до сих пор в отношении мощных гранитоидов, связанных с интрузивами Бушвельда и Садбери, которые изучаются гораздо дольше /Уэйджер, Браун, 1970/. Для решения указанных выше вопросов было предпринято специальное всестороннее петрологическое изучение выбранного для этого наиболее благоприятного полигона в пределах интрузива (см. рис. 1, В). Это было сделано как в полевой период 1986 г., когда были отобраны образцы пород по шести разрезам самой обнаженной западной части наиболее полного разреза интрузива в бассейне р. Хутудо-Тари, так и в последующие камеральные периоды. Основные результаты такого изучения излагаются в последующих главах работы. Чтобы было понятно все дальнейшее, начнем с описания главных разновидностей пород, слагающих интрузив, а также пород экзоконтакта и затем перейдем к внутреннему строению массива и особенностям его химического и геохимического состава.

## Глава 2

### ПЕТРОГРАФИЯ ГЛАВНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ПОРОД МАССИВА И ПОРОД ЭКЗОКОНТАКТА

Преыдушие исследователи /Равич, Чайка, 1956/ в составе массива выделяли такие главные разновидности пород: амфиболовые перидотиты, оливиновые и гиперстеновые габбро, трахитоидные габбро, лабрадориты, кварц-фаялитовые и кварц-пироксеновые диориты, амфибол-биотитовые и аляскитовые граниты, иногда гранофировые. В эндоконтактовой фации массива ими описаны порфириовидные оливиновые долериты и габбро-долериты. Они также отметили, что учитывая интенсивно проявившиеся в породах своеобразные структуры и аутометаморфические изменения, перечисленные выше названия "лишь примерно отражают близость их к нормальным магматическим образованиям" (с. 53). Петрологическое изучение пород, проведенное нами, привело в ряде случаев к несколько иной - упрощенной - интерпретации пород, отразившейся в их названиях. Основанием к этому были наши более детальные сведения по химизму пород, чем те, которые имелись ранее. В то же время количественные соотношения минералов и их кристаллооптические данные не претерпели существенных изменений и использованы в приводимой специальной табл. 1.

Порфириовидные оливиновые долериты и габбро-долериты, отличающиеся лишь размером зерен, имеют довольно многочисленные крупные (3-8 мм) изометричные вкрапленники магнезиального оливина ( $Fe_{28}$ ) среди более мелкозернистой массы пироксенов и плагиоклаза. Более основной плагиоклаз первой генерации встречается подобно оливину в виде крупных (до 5 мм и более), но немногочисленных фенокристов. Менее основной плагиоклаз (см. табл. 1) слагает лейсты в офитовых соотношениях с пироксенами. Клинопироксен представлен как более крупными заметно вытянутыми (длиной до 3 мм) ойкокристами с лейстовидными хадакритами плагиоклаза, так и значительно меньшими (до 0,5 мм) изометричными зернами, иногда вместе с подобными же зернами гиперстена. В породе есть также выделения зеленой роговой обманки вместе с чешуйками бурого биотита, четко замещающими пироксены. Из руд-

Таблица 1. Кристаллооптическая и количественная характеристика материалам М.Г. Равича, Л.А. Чайки /1956/)

Порода	О1	Орх	Срх	Р1	
1	2	3	4	5	
1. Порфири- видные оливино- вые долериты и габбро-долериты	а	30-40 %; $F_{O_{72}} F_{A_{28}}$	3-5 %; гипер- стен	15 %; авгит	30 %; $An_{68-75};$ 55-65
	б	$N_g=1,740;$ $N_g-N_p=$ $=0,038;$ $2V=(-)82-$ $84^\circ$	$2V=72^\circ;$ $N_g-N_p=$ $=0,012$	$N_g=1,710;$ $2V=+56;$ $N_g-N_p=$ $=0,026;$ $cN_g=41^\circ$	
2. Амфиболо- вые перидоти- ты	а	45-50 %; $F_{O_{43}} F_{A_{57}}$	-	2-3 %; ав- гит	4-10 %; $An_{55-53}$
	б	$N_g=1,782;$ $2V=-72^\circ;$ $N_g-N_p=$ $=0,044$	-	-	-
3. Оливиновые габбро (с малым количеством оли- вина - это гипер- стенные габбро)	а	15-20 %; $F_{O_{57}} F_{A_{43}}$	5-8 %; гипер- стен $F_{S_{45}}$	20-25 %; ав- гит	40-45 %; $An_{80-84};$ 72-76
	б	$N_g=1,757;$ $N_g-N_p=$ $=0,040;$ $2V=-74^\circ$	$N_g=1,718$ $N_g-N_p=$ $=0,018;$ $2V=-54^\circ$	$N_g=1,715;$ $N_g-N_p=0,026;$ $cN_g=43;$ $2V=+54^\circ$	-
4. Трахитоидные и роговообман- ковые габбро	а	2-4 %; $F_{O_{42}} F_{A_{58}}$	Редко до 10 %; гипер- стен	10-30 %; авгит	50-70 %; $An_{50-60}$
	б	$N_g=1,784;$ $2V=-68^\circ;$ $N_g-N_p=$ $=0,045$	$2V=-62^\circ$	$N_g=1,721;$ $N_g-N_p=$ $=0,027;$ $cN_g=43^\circ;$ $2V=+54^\circ$	-

породообразующих минералов главных типов пород массива Тулай-Киряка (по

Hrb	Bi	Or	Q	Рудные
6	7	8	9	10
7-12 %; обыкновенная роговая обманка	3-5 %; f ≈ 40 мол. %	-	-	2-4 %; Титаномагнетит, пирротин, халькопирит
Ng = 1,671; Ng-Np=0,029; 2V=-76°; cNg=14°	Ng=1,630; Ng-Np=0,052	-	-	-
22-25 %; обыкновенная роговая обманка	1 %	-	-	4-5 %; Титаномагнетит
Ng=1,686-1,690; Ng-Np=0,025-0,027; 2V=-72°; cNg=14-15°	Ng=1,663; f ≈ 60 мол. %	-	-	-
2-5 %; обыкновенная роговая обманка	1-3 %	-	-	2-3 %; титаномагнетит
Ng=1,694	-	-	-	-
3-20 %, до 35 %; обыкновенная роговая обманка; f = 73 мол. %	Зелено-бурый	-	-	2-7 %; титаномагнетит, пирротин
1) сине-зеленая; Ng=1,750; cNg=15°; Ng-Np=0,025	-	-	-	-
2) бурая; Ng=1,692	-	-	-	-

Окончание табл. 1

	1	2	3	4	5
5. Кварц- фаялитовые и кварц-пиро- ксеновые дио- риты	а	12-17 %; 0 %; $Fo_{08}Fa_{92}$	-	8-13 %; ав- гит	45-50 %; $An_{40}; 33$
	б	$Ng=1,862$ ; $Ng-Np=$ $=0,052$ ; $2V=-52^{\circ}$	-	$Ng=1,739$ ; $2V=+55^{\circ}$ ; $Ng-Np=$ $=0,029$ ; $cNg=44^{\circ}$	-
6. Амфибол- биотитовые граниты	а	-	-	-	20 %; $An_{28-30}$
	б	-	-	-	-
7. Аляскито- вые граниты	а	-	-	-	Внизу гори- зонта 14- 16 %; оли- гоклаз
	б	-	-	-	-

Примечание. Для каждого типа пород "а" - % содержания минерала и его состав, "б" - кристаллооптические данные /Равич, Чайка, 1956/. Для амфиболовых перидотитов в расчет нужно включить 10-15 % серицит-хлорит-серпентиновой массы.

ных минералов в породе присутствуют нередко зерна титаномагнетита и сульфидов (пирротин и халькопирит). Из вторичных, помимо биотита и роговой обманки, наблюдаются серпентин с сыпью магнетита по трещинкам в оливине, пренит - в плагиоклазе, а также хлориты.

Плагиоклаз-роговообманковые перидотиты близки к частично амфиболизированным пикритам (см. Приложение, фото 1). Структура от пойкилитовой и сегрегационной до пойкилоофитовой и панидиоморфно-зернистой в отдельных участках.

Оливин - главный минерал, слагающий до 40 % породы и более. Зерна его размером от 0,5 до 4 мм в диаметре идиоморфны. Более мелкие изометричные идиоморфные зерна нередко наблюдаются в виде пойкилитовых включений в крупных зернах пироксенов (см. фото 1). Присутствуют также и зерна оливина неправильной (лапчатой) формы.

Пироксены представлены частично амфиболизированными ойкокритами орто- и клинопироксена и составляли в сумме первоначально не менее 30-40 %. Клинопироксен наблюдается чаще в виде крупных амфиболизированных ойкокритов диаметром от 1 до 5 мм, имеющих включения - хадакриты

6	7	8	9	10
5 %, 20 %; обыкновенная роговая обман- ка	Спорадически	Спорадически до значитель- ного количе- ства	9-12 %	6-9 %; тита- номагнетит
1) бурая; Ng=1,697; Ng-Np= =0,025	-	-	-	-
2) зеленая; Ng=1,714; Ng-Np= =0,037	-	-	-	-
4-5 %	10-12 %; ле- пидомелан	20 %	40-45 %	-
-	Ng=1,707; Ng-Np= =0,079	-	-	-
-	1-2 %; частич- но хлоритизиро- ванный	60-63 %; час- точно альбити- зированный	37-40 %	-
-	-	-	-	-

оливина, а также таблитчатых и клиновидных кристаллов плагиоклазов. Ойко-кристы ортопироксена имеют меньшие размеры (0,8-1,2 мм в диаметре); хадакристы чаще представлены плагиоклазом. Плагиоклаз также частично амфиболизируется и является одним из главных минералов породы (в среднем до 20-25 %). Разновидности породы, более богатые плагиоклазом, являются переходными к троктолитовым и оливиновым габбро (фото 2). Таблитчатые зерна плагиоклаза (0,5-1,2 мм в длину) присутствуют чаще в виде хадакристов в пироксенах, имеют полисинтетические двойники, очевидно, частично уже цеанортизированы (53-55 % An). Иногда можно видеть, что в крупных зернах клинопироксена хадакристы плагиоклаза приурочены лишь к краевой их части.

Роговая обманка - самый распространенный после оливина порообразующий минерал породы. Обладает четким плеохроизмом от светло-бурой по Ng и красновато-бурой по Nm до почти бесцветной по Np. Замечает она отдельные блоки (до 0,5 мм в диаметре) в зернах пироксенов и может давать полные псевдоморфозы по ним (до 3,0 мм в длину), иногда с корродированными их реликтами среди роговой обманки (фото 3). Нередки в породе участки с микрогранобластовой структурой (с величиной зерна 0,1-0,2 мм в диаметре), сложенные бурой роговой обманкой, причем хадакристы плагиоклаза при этом сохраняются. Наряду с бурой роговой обманкой в породе наблюдаются отдельные чешуйки (0,2-0,4 мм в диаметре) и гнездовые скопления (до 2 мм в диаметре) бурого биотита, развивающиеся вдоль

трещин по пироксенам, а кое-где и по оливину. Совместно с роговой обманкой и биотитом обыкновенно наблюдаются как отдельные изометричные зерна (0,04–0,2 мм в диаметре), так и скопления рудных минералов (магнетит, ильменит и сульфиды).

Форма зерен сульфидов (халькопирит–пирротинового состава) обычно неправильная, располагаются они в интерстициях, чаще между зерен роговой обманки. В отдельных участках пороцы среди рудных минералов резко преобладают выделения сульфидов халькопирит–пирротинового состава (с размером зерен 0,03–0,3 мм в диаметре) с общим количеством, достигающим 10 %. Из поздних вторичных минералов наиболее распространен серпентин, развивающийся в виде многочисленных прожилков вдоль ветвящихся трещин в оливине с образованием характерной петельчатости. Сопровождаются такие прожилки серпентина мелкими перьевидными выделениями позднего магнетита. Отдельные зерна оливина, в том числе мелкие – лапчатой формы, могут замещаться агрегатами вторичных слюдоподобных минералов типа ицдингсита – боулингита.

Оливинное габбро по оливинного габбро–норита. Структура пойкилофитовая по пойкилитовой и габбровой (фото 4). Оливин в виде изометричных и идиоморфных зерен 0,15–0,75 мм в диаметре, изредка до 1,5 мм. В ойкокритах клинопироксена хадакриты оливина образуют группы зерен. В тех случаях, когда пироксен замещен бурой роговой обманкой, оливин может располагаться среди роговой обманки (фото 5). Оливин чаще уже замещен (по псевдоморфоз) зеленовато–оранжевым ицдингситовым минералом, причем оливина в отдельных участках породы настолько много, что она уже близка к пикриту (фото 6) или кортландиту (когда пироксен замещен бурой роговой обманкой). В меньшей мере идиоморфные зерна оливина бывают замещены серпентином с прожилками магнетита. По-видимому, это разные генерации оливина (магнезиальный оливин серпентинизируется). В среднем оливина в породе не более 10–15 %. С дальнейшим уменьшением количества оливина нередко заметно возрастает количество ортопироксена и порода переходит в габбро–норит (фото 7).

Пироксены представлены клинопироксеном (обычно заметно преобладает) и ортопироксеном и слагают до 30 % породы, иногда больше. Они уже в значительной мере могут быть замещены бурой роговой обманкой. Зерна представлены как ойкокритами (1,5–2,0 мм в диаметре) с хадакритами оливина и плагиоклаза, так и полигонами по форме – в участках с гранобластовой структурой (размер зерен 0,15–0,3 мм в диаметре). Изредка ойкокриты уже частично разблокированы. Кое-где простые двойники. В ортопироксене иногда наблюдается решетчатая структура распада твердого раствора.

Плагиоклаз представлен таблитчатыми, чаще удлиненными зернами, но в участках породы с габбровой структурой – зерна неправильной формы. Повсеместно полисинтетические двойники. Размер зерен 0,15–1,5 мм в длину. Количество плагиоклаза – 40–50 % объема пороцы.

Бурая роговая обманка образует как полные псевдоморфозы по зернам пироксена, так и частичные (фото 8). К ним бывают нередко приурочены выделения магнетита и зерна апатита. Бурый биотит, как и роговая обманка, часто развивается в пироксенах вдоль трещин спайности и вдоль сколовых трещин, а также по паутине трещин. Плеохроизм от красновато-бурого по Ng до почти бесцветного и светло-желтого по Np.

Рудные минералы в виде изометричных зерен (0,08–0,3 мм в диаметре) почти повсеместно в окружении бурой роговой обманки и биотита составляют первые проценты. Представлены магнетитом, ильменитом, сульфидами (халькопирит–пирротинового состава).

Поздние вторичные минералы: по оливинам – ицдингсит–боулингит,

серпентин, тальк, по пироксенам – светло-зеленый до бесцветного волокнистый амфибол, светло-зеленый хлорит, по плагиоклазам – пренит и хлорит.

Очень распространенной разновидностью описанного габбро являются еще более обогащенные оливином (фото 9) и уже приближающиеся к троктолитовому габбро (фото 10).

Структура габбровая до пойкилитовой и апопайкилоофитовой. Оливин составляет 25–30 % общего объема породы и представлен как изометричными (0,8–1,0 мм), так и лапчатыми зернами неправильной формы (0,5–1,5 мм в диаметре). Нередко он встречается в виде хадакритов в пироксене. Зерна оливина часто бывают окружены каймами магнетита типа опацитовой, изредка почти по всей поверхности. Распределение в породе иногда резко неравномерное – в отдельных участках от 50 % до 0.

Орто- и клинопироксены слагают до 30 % породы с размером ксеноморфных зерен 0,3–1,0 мм либо в виде ойкокритов (1,0–2,0 мм в диаметре), которые уже частично разблокированы на полигональные зерна (0,15–0,3 мм в диаметре).

Плагиоклаз представлен широкими прямоугольными табличками (0,3–1,5 мм в длину), зернами неправильной формы (0,15–0,6 мм в диаметре) и зональными изометричными зернами (0,5–3,0 мм в диаметре) иногда без двойников.

Красно-бурый биотит часто замещает пироксены в виде либо мелких (0,1 мм) чешуек, либо метакритов (до 1 мм в диаметре). Пироксены частично, а иногда и полностью замещаются бурой роговой обманкой, тогда биотит развит заметно меньше или совсем отсутствует. Совместно с биотитом и роговой обманкой часто имеются выделения магнетита в виде зерен 0,01–0,5 мм в диаметре. Много относительно крупных (0,1–0,6 мм) выделений пирротина. В оливине нередко идиоморфные зерна титаномангнетита либо хромита (0,08–0,15 мм). Оливин частично, реже полностью, с образованием псевдоморфоз бывает замещен серпентином, хлоритом, идингситом, тальком. Пироксены замещаются помимо биотита бурой роговой обманкой, зеленым и сине-зеленым амфиболом. Плагиоклаз может частично замещаться хлоритом и пренитом.

Как оливиновые, так и троктолитовые габбро иногда имеют атакситовую текстуру с проявлением обширных лейкократовых микроучастков вплоть до плагиоклазитового состава с крупными табличками плагиоклаза. В то же время нередко (шл. 65а, 81а и др.) случаи появления в породах с апопайкилоофитовой структурой атакситовой текстуры за счет микроучастков (до 3–4 мм в диаметре) с микрогранобластовой структурой (фото 14), в которых величина зерна 0,1–0,2 мм в диаметре. Можно видеть, что плагиоклаз, пироксены и оливин в таких участках претерпели ороговикование и "рассыпались" на кучки более мелких зерен. За пределами этих микроучастков можно видеть апопайкокриты пироксенов с блочным строением (величина блоков 0,3–0,5 мм в диаметре). В широком диапазоне находится величина зерен оливина 0,15–0,75 мм в диаметре, что также является признаком его ороговикования. Чаще всего начало ороговикования фиксируется распадом на мелкие полигональные блоки более крупных зерен пироксенов. Рудные минералы в атакситовых породах представлены чаще мелкой вкрапленностью (0,05–0,10 мм) магнетита, ильменита и сульфидов (халькопирит-пирротинового состава), реже более крупной – до 2,0–2,5 мм в диаметре.

Безоливиновые и оливинсодержащие до роговообманковых габбро и габбролериты. Структура габбровая до пойкилоофитовой (фото 11, 12). Текстура чаще трахитоидная, но не везде.

Плагиоклаз слагает 50 % породы и более и представлен вытянутыми

и широкотаблитчатыми зернами длиной 0,15–1,5 мм с полисинтетическими двойниками и зональным строением. Часто образует клиновидные хадакриты в ойкокритах пироксенов. В отдельных участках – четкая субпараллельность. Трахитоидность заметна наиболее явственно в габбро–долеритах.

Пироксены (клино- и ортопироксены) составляют обычно не более 40 % объема породы, причем резко преобладает клинопироксен. Клинопироксен представлен как более крупными, иногда сдвойникованными зернами (0,5–2,0 мм в диаметре), так и пятнообразными скоплениями мелких изометричных зерен (0,03–0,08 мм в диаметре). Последние явно возникают за счет распада более крупных зерен, в том числе ойкокритов, которые могут вообще не сохраняться, где процесс автоороговивования был наиболее интенсивным (шл. 25, 29в и др.). Ортопироксен встречается в виде одиночных зерен до 0,5 мм в диаметре.

Кое-где наблюдаются одиночные зерна оливина (до 0,6 мм в диаметре), иногда уже распавшиеся на кучки более мелких (0,1 мм в диаметре) полигональных зерен, окруженных гранулированными пироксенами. По пироксенам часто развиваются чешуйки (0,1–0,2 мм) биотита (по Ng – красновато-бурый, по Np – желтый). Биотит распределен очень неравномерно и в отдельных участках достигает 10–20 % объема породы (фото 13). Часто сопровождается скоплениями зерен (0,02–0,15 мм в диаметре) магнетита (первые проценты, реже до 10 %). Создается общее впечатление, что кое-где порода претерпела начальный этап ороговивования и интенсивно биотитизирована (шл. 25 и др.).

В других местах разреза наряду с бурым биотитом распространена и бурая роговая обманка, также развивающаяся по пироксенам (шл. 47 и др.). Есть и такие участки разреза, где по пироксенам развивается уже только зеленая роговая обманка (шл. 47, 48, 88 и др.), образуя полные или почти полные псевдоморфозы по ойкокритам (до 1 мм и более в диаметре). Роговая обманка четко плеохроирует от оливково-зеленого по Ng до светло-зеленого по Np и часто слагает целые микроучастки гранобластовой структуры (величина зерна 0,1–0,3 мм) со скоплениями зерен магнетита и сульфидов (0,01–0,1 мм в диаметре).

Часто от пироксенов почти не остается даже реликтов, и порода переходит в амфиболитизированный габбро–диорит либо роговообманковое габбро (шл. 87 и др.). В последнем случае структура породы габбровая. Плаггиоклаз представлен широкими таблитчатыми и неправильной формы зернами (0,3–1,5 мм в диаметре). Пироксены почти полностью замещены зеленой роговой обманкой (фото 15) и слагают до 30 % объема породы и более. Участки, сложенные роговой обманкой, имеют гранобластовую структуру с величиной зерен 0,1–0,5 мм в диаметре. К ним бывают приурочены выщеления магнетита, ильменита и сульфидов (0,01–0,15 мм в диаметре).

В горизонте диоритов, как мы полагаем, более целесообразно акцентировать внимание не на частных их разновидностях (кварц-фаялитовом и кварц-пироксеновом диоритах), как это делали ранее /Равич, Чайка, 1956/, а, опираясь на химические анализы, отделить собственно диориты от широко распространенной щелочной их разности – сиенито-диоритов.

Диориты (от оливиновых до безоливиновых) имеют гипидиоморфно-зернистую структуру (фото 16), иногда до офитовой.

Оливин (фаялит) представлен изометричными зернами, а также лапчатыми ойкокритами до 2 мм диаметром, состоящими из отдельных угловатых одновременно погасающих блоков, располагающихся между таблицами плаггиоклаза. Распределен в породе неравномерно: от 30 % до 0 в отдельных участках.

Клинопироксен и редко ортопироксен представлены ойкокритами до 1,5–2,0 мм в диаметре. Кое-где обрастают фаялит в виде кайм. В зернах ортопироксена наблюдаются решетчатые вроски узких пластинок клинопироксена (см. фото 7), по-видимому возникающие в результате распада твердых растворов. Иногда имеются сростки с зернами фаялита. Пироксены в сумме достигают 30 %.

Плагиоклаз представлен зональными таблитчатыми зернами (0,5–2,5 мм в длину), часто широкотаблитчатыми. Распределен в породе неравномерно: 30–40 %, до 80 % в отдельных участках.

Кварц располагается в интерстициях между таблицами плагиоклаза. Размер выделений чаще 0,15–0,5 мм. Слагает от первых до 10 % объема породы. Роговая обманка – бурая либо зеленая (иногда волокнистая) – развивается по пироксенам. Часто можно видеть ее зональное строение (фото 17).

Биотит (красновато-бурый по  $N_g$  и желтый по  $N_p$ ) в виде чешуек (0,1–2,0 мм) до метакристов (1,5–2,0 мм в диаметре) также замещает пироксены.

Рудные минералы представлены чаще магнетитом и ильменитом, реже пирротином, молибденитом. В участках с сидеронитовой структурой (диаметром до 1,5 мм) магнетит и ильменит могут встречаться совместно с сульфидами (пирротин). Выделения рудных от 0,3 до 2–3 мм в диаметре, иногда очень много сульфидов.

С уменьшением количества зерен фаялита вплоть до 0 и значительным возрастанием выделений роговой обманки (до 15–20 %) порода принимает облик кварц-пироксенового диорита (фото 18).

Структура этой породы гипидиоморфно-зернистая до пойкилоофитовой и офитовой. Отдельные широкотаблитчатые кристаллы плагиоклаза достигают 3 мм в длину. Между ними располагается вторая его генерация в виде таблиц длиной 0,5–0,8, до 1,5 мм. Плагиоклаз имеет зональное строение, иногда субпараллельное расположение и составляет около 50 % объема породы. Среди зерен плагиоклаза есть участки (до 1,5 мм в диаметре) выделений неправильной формы (0,3–0,5 мм в диаметре) кварца и калишпата, причем кварц кое-где очень четко корродирует зерна плагиоклаза, давая в нем прожилки, а калишпат четко ассоциирует с кварцем (в сумме может быть до 10 % и более). Темноцветные минералы нередко нацело замещены агрегатом карбонатов, хлорита, биотита и сине-зеленого амфибола. Иногда кое-где сохраняются реликты пироксенов. Изредка наблюдаются эти породы со сравнительно свежими клино- и ортопироксенами, лишь частично амфиболизированными и составляющими до 30 % объема породы. Ойкокриты достигают 2 мм в диаметре и могут иметь решетчатые вроски одного пироксена в другой, представляющие, очевидно, структуры распада пироксеновых твердых растворов. Кое-где по пироксенам образуются чешуйки и метакристы красно-бурого биотита до 0,8 мм в диаметре, довольно часто метакристы представлены бурой, зеленой, сине-зеленой и светло-зеленой волокнистой роговыми обманками (фото 19) и хлоритом. В ассоциации с ними наблюдаются выделения магнетита (0,1–0,8 мм в диаметре) совместно с многочисленной сульфидной окрашенностью (0,3–0,5 мм в диаметре), представленной пирротином и халькопиритом, и одиночными зернами апатита (0,1–0,3 мм) и их скоплениями.

Сиенито-диорит отличается от разновидностей диоритов, рассмотренных выше, заметно большим количеством (5–17 %) калишпата, более кислым плагиоклазом и несколько большим развитием кварца (от 1 до 15 %) при приблизительно том же количестве плагиоклаза и меньшем темноцветных минералов (20–35 %). Структура породы (фото 20,) от гипидиоморфно-зернистой до офитовой.

Пироксены обыкновенно нацело амфиболизированы и представлены псевдоморфозами желтовато-зеленой роговой обманки по ойкокристам диаметром до 0,15 мм с хадакристами плагиоклаза.

Плагиоклаз в значительной мере альбитизирован (25–45 % An комп.) и представлен широко таблитчатыми, реже вытянутыми, иногда субпараллельными зернами (0,5–1,5 мм в длину) с резко зональным строением и полисинтетическими двойниками (фото 21). Зерна кварца (0,1–0,5, до 1 мм) располагаются в интерстициях. Там же нередки угловатые зерна и метакристы (до 3–4 мм в диаметре) зеленой роговой обманки, альбита, буроватого калишпата (0,1–0,3 мм). Прилегающие к интерстициям части таблиц плагиоклаза имеют каймы калишпата. В отдельных участках плагиоклаз уже нацело альбитизирован или калишпатизирован. Буроватый калишпат может слагать крупные таблицы (до 2–3 мм в диаметре). Альбитизация и калишпатизация плагиоклаза идет и с краев, и по отдельным трещинкам спайности. Многие участки породы почти совершенно не содержат темноцветных минералов, в других – 20–30 % представлено псевдоморфозами роговой обманки по пироксенам (фото 22). Наблюдаются также микроучастки (до 1,5 мм в диаметре), сложенные агрегатами сине-зеленого волокнистого амфибола со сноповидной структурой. Рудные минералы представлены отдельными зернами магнетита, ильменита, пирротина, молибденита (0,03–0,3 мм) и их скоплениями в участках с сидеронитовой структурой (1,5 мм и более).

Следует подчеркнуть, что имеются разновидности породы (шл. 70, 74а, 77, 76а и др.), бедные кварцем, но обогащенные калишпатом (10–30 %), в то время как другие (шл. 68, 37 и др.), напротив, бедны калишпатом (единичные проценты), но богаты кварцем (до 30 %) с размером его выделений 0,5–1,2 мм в диаметре. Имеются иногда целые микрополя кварца, включающие корродированные таблицы плагиоклаза. Биотит и зеленая роговая обманка полностью замещают пироксены, образуя метакристы и скопления зерен (фото 23). Эта богатая кварцем разновидность является уже переходной к гранитам. Нужно отметить также наличие кое-где интенсивно метасоматически измененных и ороговикованных сиенито-диоритов, имеющих структуру от гипидиоморфно-зернистой до микрогранобластовой в отдельных микроучастках с величиной зерен 0,3–0,1 мм в диаметре. Плагиоклаз здесь незональный альбитизированный с нечеткими полисинтетическими двойниками (размер зерен 0,8–0,1 мм в диаметре) и составляет около 50 % объема породы. Зеленовато-бурый биотит и светло-зеленая до бесцветной роговая обманка вместе с реликтами пироксенов составляют 25–30 % объема породы. Рудные выделения неправильной формы (0,02–0,15 мм в диаметре) представлены магнетитом, ильменитом и сульфидами (в сумме – первые проценты).

Роговообманково-биотитовый гранит имеет структуру от гипидиоморфно-зернистой до порфиоровидной и микрогранобластовой (фото 24). Плагиоклаз образует крупные широко таблитчатые и неправильной формы зерна размером 0,5–1,5 мм в диаметре. Имеется зональность. Зерна иногда без двойников, чаще с тонкими полисинтетическими двойниками. Слагает около 30 % породы и частично калишпатизирован и пелитизирован.

Буроватый пятнистый калишпат слагает около 30 % породы и представлен таблитчатыми и неправильными гипидиоморфными зернами несколько меньшей крупности, чем плагиоклаз. Кварц составляет 30–40 %, но распределен в породе неравномерно (иногда заметно более 50 %, иногда менее 10 %). Часто представлен порфиоровидными крупными изометричными зернами диаметром до 1,5 мм. Нередки микроучастки (до 2–3 мм в диаметре) с гранобластовой структурой с величиной зерна 0,3–0,6 мм в диаметре.

Темноцветных минералов менее 10 %, они представлены в ос-

новном зеленой роговой обманкой, ярко плеохроирующей от синевато-зеленой по Ng и коричневатой-зеленой по Nm до желтой по Np,  $cNg \sim 15-16^\circ$ . Зерна размером 0,1-0,5 мм иногда образуют скопления с микрогранобластовой структурой. Спорадически присутствуют мелкие рассеянные чешуйки зеленого биотита. Апатит встречается довольно часто совместно с калишпатом, величина идиоморфных зерен от 0,08-0,15 мм в диаметре.

Выделения рудных минералов немногочисленны и представлены магнетитом, ильменитом, пирротинном, халькопиритом с размером зерен 0,1 мм, иногда в виде скоплений. Порой в породе заметно больше калишпата и можно видеть корродированные реликты зерен альбитизированного плагиоклаза среди более крупных таблитчатых зерен буроватого калишпата. Темноцветные минералы иногда в значительной мере бывают замещены буровато-зеленым хлоритом (фото 25), а щелочные полевые шпаты - серицит-карбонатным тонкозернистым агрегатом. Среди выделений кварца нередки мелкие (0,02-0,08 мм) идиоморфные кристаллы сфена.

Лейкократовый (аляскитовый) гранит. Структура от гипидиоморфно-зернистой и гранофировой (фото 26) до бластосаммитовой (фото 27) и гранобластовой (фото 28).

Кварц слагает участки до 4 мм в диаметре с торцовой и гранобластовой структурой (с величиной зерна 0,4-1 мм в диаметре) и составляет 30-50 % объема породы. Таблитчатые корродированные кварцем зерна альбитизированного плагиоклаза имеют размер 0,8-2 мм в длину. Более крупные зерна альбитизированного плагиоклаза, а возможно, и калишпата почти нацело замещены мелкочешуйчатым агрегатом серицита, кальцита, образуя часто полные псевдоморфозы. Темноцветных минералов нет или они не сохранились при метаморфической переработке. Имеются скопления зерен карбоната, выделения пирита (0,04-0,4 мм), сфена (около 0,1 мм, изредка до 0,5 мм в диаметре) и эпидота.

Следует подчеркнуть, что форма зерен кварца и их скопления в отдельных участках указывают на то, что первоначально порода, судя по реликтам, представляла собой скорее всего метаморфизованный полимиктовый песчаник, метасоматически измененный и затем частично или полностью переплавленный. В "цементе" такой породы часто располагаются микропегматитовые сростки кварца и щелочных полевых шпатов. Обращает на себя внимание обилие в гранитоидах зерен сфена, что, как известно, может также указывать на гибридное происхождение породы. Кое-где видно, что кучки мелких зерен сфена возникают при разложении крупных (до 0,5 мм) зерен ильменита. В еще большей мере порода приближается к переработанному полимиктовому песчанику с калишпатовым цементом в участках, где сохраняется реликтовая обломочная структура (шл. 41, 42, 44, 73 и др.). Наблюдается порфириовидность породы, причем кварц, слагающий "порфириовидные выделения, имеет изометричную, квадратную, реже остроугольную форму с размерами 0,6-1,5 мм в диаметре. В "основной массе" породы размеры зерен кварца от 0,1 до 1,0 мм в диаметре. В отдельных микроучастках до 1,5 мм в диаметре имеются микропегматитовые сростки вмещающих зерен калишпата и червеобразных и неправильной формы вростков кварца. Иногда микропегматит располагается по периферии таблитчатых зерен калишпата или альбитизированного плагиоклаза (до 2 мм в диаметре). Калишпат может быть уже замещен слюистыми чешуйками вторичных минералов, а рудные минералы (0,1-0,3 мм в диаметре) - бурыми гидроокислами железа и пиритом. В "цементе" нередко встречаются мелкие выделения зеленой и сине-зеленой роговых обманок, имеющих характер новообразований.

Алевриты вмещающих пород (фото 29) имеют обломочную

псаммитовую структуру (шл. 2, 4б и др.). Количество обломков – около 60 % объема породы. Представлены они угловатыми зернами кварца (0,1–0,3 мм в диаметре), а также альбитизированного плагиоклаза такого же размера. Плагиоклаз имеет тонкие полисинтетические двойники и составляет до 30 % всего обломочного материала. Цемент слагает около 40 % объема породы и состоит из частиц пелитового размера (0,015 мм и менее) гидрослюда, зеленого хлорита, кварца и глинистых минералов. Зерна сфена, магнетита, пирита имеют не более 0,1 мм в диаметре и составляют первые проценты, но распределены неравномерно. Кое-где в цементе появляются относительно крупные новообразования зеленого хлорита и метакристы синего щелочного амфибола (0,1–0,3 мм в диаметре). Иногда цемент бывает уже полностью замещен хлоритом.

В отдельных участках относительно более крупнозернистый цемент приобретает бурый цвет и здесь уже начинает замещаться калишпатом. Частично также замещаются калишпатом и обломки плагиоклаза. Следующая стадия по интенсивности перекристаллизации алевролита приближается к кварциту – это появление буроватых метакристов калишпата до 1,5 мм в диаметре (фото 30) с монолитным погасанием и с многочисленными пойкилитовыми включениями корродированных зерен кварца (0,1–0,2 мм в диаметре). Метакристы калишпата местами смыкаются друг с другом, образуя бласты диаметром 1–2 мм. Отдельные микроучастки породы представлены кварцем с микрогранобластовой структурой с размером зерен (0,1–0,2 мм). Обломки альбитизированного плагиоклаза (0,5–1,0 мм) кое-где интенсивно калишпатизируются. Кучки мелких зерен сфена остаются на месте разложенных зерен титаномангнетита.

Контактные роговики вмещающей толщи. Еще более интенсивный контактовый метаморфизм пород вмещающей толщи приводит к появлению целой серии роговиков, относящихся к пироксен-роговиковой фации. В зависимости от состава исходных осадочных пород – их обогащенности глиноземом или  $\text{SiO}_2$  – соответственно появляются пироксеновые роговики с кордиеритом и андалузитом или кварцем и биотитом. Так, гиперстен-кордиерит-плагиоклазовый роговик состоит из 60 % лабрадора, 18 % кордиерита, 12 % гиперстена, 7 % биотита, 3 % рудного минерала, в то время как андалузит-гиперстен-плагиоклазовый роговик лишь вместо кордиерита имеет андалузит при тех же соотношениях других минералов. При этом валовой химический состав у них достаточно близок /Равич, Чайка, 1956/.

Заметно отличающийся химический состав имеют, более широко распространенные здесь пироксен-биотит-кварцевые роговики (шл. 23б, 27а, 28, 84 и др.). Структура породы микрогранобластовая до лепидогранобластовой (см. фото 31, 32). Более 30 % породы сложено мелкими (0,01–0,08 мм в диаметре) изометричными зернами кварца и реже плагиоклаза (обычно без двойников). До 30 % породы представлено короткотаблитчатыми и изометричными зернами (0,02–0,15 мм в диаметре) биотита, резко плеохроирующего от бурого по Ng до бесцветного по Np. Изометричные (0,08–0,15 мм), реже вытянутые зерна (0,3–0,6 мм в длину) пироксенов с призматической спайностью составляют обычно 10–20 % объема породы. Погасание зерен пироксенов прямое, с небольшим двупреломлением. Это – ортопироксен, который в отдельных участках может давать скопления до 25–30 % объема породы (фото 31), в то время как в других участках могут быть лишь одиночные его зерна либо вообще отсутствовать (фото 32). Пятнообразные в шлифе ойкокристы калишпата (размером 0,1–0,7 мм) составляют не более 15–20 % объема породы. Многочисленные пойкилитовые изометричные включения в калишпате представлены зернами ортопироксена и

кварца. Таблички калишпата (0,03–0,05 мм) часты в качестве пойкилитовых вростков в ойкокритах кварца. Иногда в роговике наблюдается укрупнение зерна с появлением более крупных (до 0,8 мм в диаметре) лапчатых ойкокритов ортопироксена, частично либо псевдоморфно замещаемого чешуйками бурого биотита. Зерна магнетита и ильменита образуют мелкую и мельчайшую (до 0,015 мм в диаметре) сыпь, равномерно рассеянную в породе, и слагают не больше первых процентов от общей ее массы. Более крупные зерна магнетита (до 0,1 мм) и их скопления редки. Часто зерна пироксена амфиболизируются и хлоритизируются. Биотит тоже может хлоритизироваться. Иногда наблюдается субпараллельность в расположении вытянутых чешуек биотита. Местами интенсивная амфиболизация пироксена сопровождается появлением вкрапленности (около 0,1 мм в диаметре) сульфидов, чаще это пирит, но имеются и пирротин–халькопиритовые вкрапленники с пентландитом.

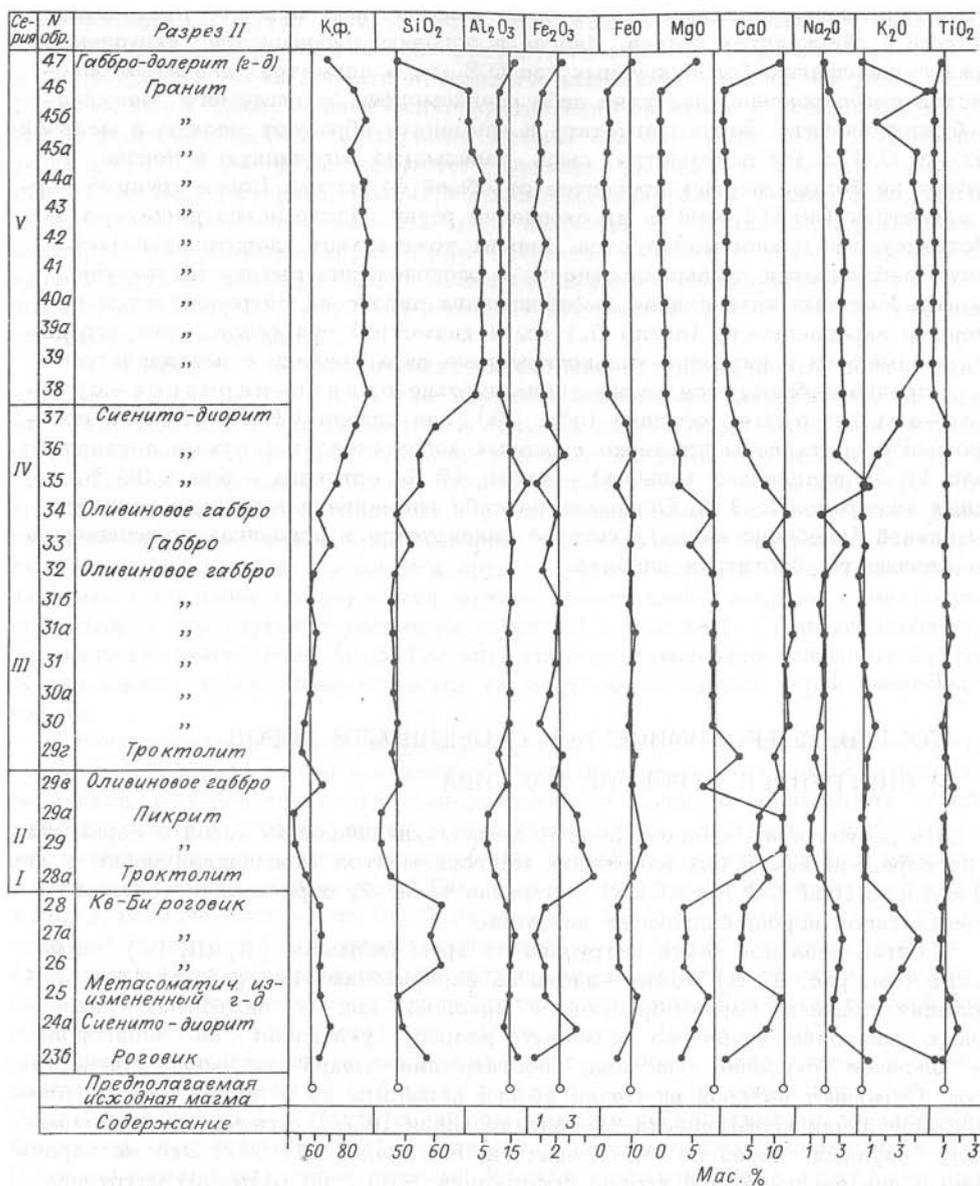
Изредка наблюдаются также специфические оливин–пироксен–ортоклаз–альбитовые роговики (обр. 33), где оливин (Fa ~ 40 %) и ортопироксен представлены примерно в равных количествах и в сумме составляют около 15 %, плагиоклаз (альбит) – около 45 %, ортоклаз – более 30 %, рудных минералов 2–3 %. Обращает на себя внимание повышенное количество щелочей (особенно калия), которое фиксируется в роговиках появлением в них калишпата, биотита и альбита.

### Глава 3

#### СОСТАВ, ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

По результатам многочисленных химических анализов пород и параллельно по определениям в них важнейших микроэлементов (проанализированы в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР) построена табл. 2, отражающая составы главных типов пород, слагающих интрузив.

Состав западной части интрузива по трем разрезам (II, III, IV) через массив (см. рис. 1, В) можно видеть на вариационных диаграммах (рис. 2–4). Эволюция главных породообразующих окислов, как и важнейших индикаторных микроэлементов по каждому разрезу указывает на неоднородное сложное строение массива, подтверждающая макро- и микродиагностику пород. Обращают на себя внимание резкие переломы на в общем плавной эволюционной линии коэффициента фракционирования (К.ф.), отвечающие границам между "сериями" пород по М.Г. Равичу и Л.А. Чайке /1956/. Это же характерно и для эволюционной кривой содержания  $\text{SiO}_2$  по разрезам интрузива. В несколько меньшей мере это свойственно эволюционным кривым содержания  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ , П.п.п. Малоинформативны в этом отношении содержания остальных главных породообразующих компонентов. Горизонт гранитоидов на диаграммах хорошо отделяется от всех остальных горизонтов по всем породообразующим окислам. Наиболее показательны в разрезах для каждого из выделенных четырех горизонтов содержания в них  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ . Снизу вверх по разрезам массива содержания  $\text{SiO}_2$  плавно нарастают, в то время как  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$  столь же плавно снижаются. Максимум содержания в середине разреза, отвечающий базитам, наблюдается для  $\text{CaO}$  со снижением в сторону как более кислых, так и более основных пород массива. По разрезу устанавливается прямая корреляция содержаний  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$  между собой и обратная их с  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ .



Намечается также прямая, но не вполне четкая корреляция П.п.п. и  $S_{\text{вал}}$ ,  $Na_2O$  и  $P_2O_5$ . Частые пилообразные максимумы на кривых содержания серы (валовой) отмечаются по разрезу массива и в некоторых случаях совпадают с границами между сериями, но достаточно часто они бывают и в пределах самих серий.

В табл. 3 приводятся результаты петрохимических пересчетов по методам А.Н. Заварицкого и CIPW для анализов, имеющих в табл. 2. Как можно видеть, на диаграмме А.Н. Заварицкого (рис. 5) шлейф векторов пород интрузива Тулай-Кирыка протянулся полосой от пикритов до гранитов с

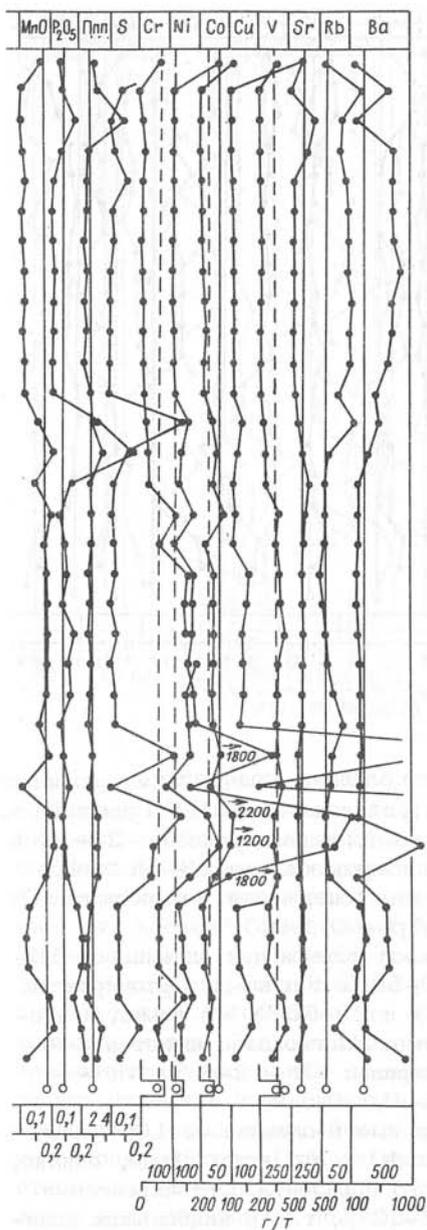
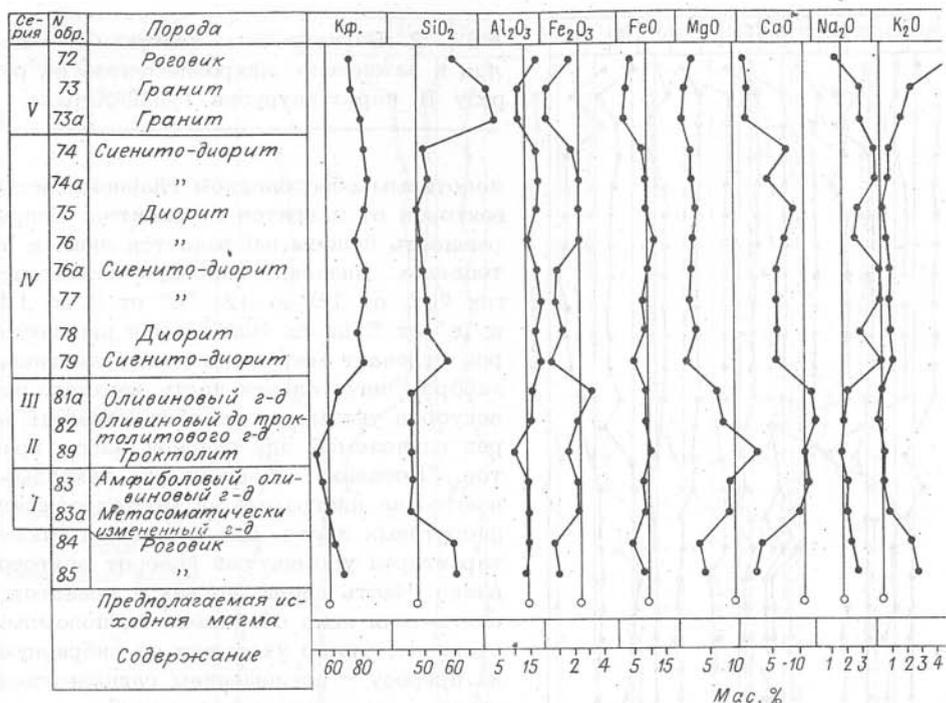


Рис. 2. Вариационные диаграммы окислов и важнейших микроэлементов по разрезу II через интрузив Тулай-Киряка.

некоторым обособлением главной массы векторов от пикритов и гранитов. Непрерывность полосы наблюдается лишь в интервалах значений основных характеристик "b" от 10 до 42, "a" от 3 до 14 и "с" от 5 до 8. Наибольшая плотность роя отвечает местоположению оливиновых габбро. Значительная часть верхнего роя векторов указывает на обогащенность пород глиноземом для главной массы гранитов. "Роговики" экзоконтакта накладываются на диаграмме на местоположение диоритовых пород. Для роговиков также характерен упомянутый поворот векторов влево. Часть диоритов, как и гранитов, опять-таки явно обогащена глиноземом, очевидно, прямо указывая на гибридную их природу с поглощением глиноземосодержащих пород вмещающей толщи.

Диаграммы нормативных составов пород интрузива (см. табл. 3) приводятся на рис. 6-8. Можно видеть эволюцию по трем разрезам нормативного состава пород массива и состава самих нормативных минералов, обыкновенно достаточно хорошо отражающих модалный состав базитов. Эти диаграммы наряду с вариационными диаграммами окислов дают возможность продемонстрировать сложное внутреннее строение массива. На разрезах фиксируются пачки пород, описанные некоторыми предыдущими исследователями /Равич, Чайка, 1956/ под названием "серии". Эти авторы выделили их при микроскопическом описании. Мы, имея большой аналитический материал, уже можем высказать целый ряд суждений об эволюции нормативного состава пород и минералов. Это позволяет утверждать, что выделенные ими пять серий не выдерживаются и даже в западной (наиболее дифференцированной) части массива сохраняется лишь общая направленность от ультрабазит-базитовой ассоциации (серии) пород к базитовой и далее к диоритовой и гранитовой. Таким образом, целесообразно выделить здесь лишь упомянутые четыре горизонта, каждый из которых несколько эволюционирует по составу.

Интересно рассмотреть эволюцию, содержание и состав нормативных минералов от горизонта к горизонту.



В ультрабазит-базитовом горизонте оливины содержатся в количестве от 45 до 7 мас. %. Состав оливинов здесь в пределах 22-44 %  $Fa$  комп. Ортопироксена содержится 3-17 %, с 24-45 %  $Fs$  комп.; клинопироксена - 25-12 %, с содержанием от 12 до 25-30 %  $Fs$  комп.; плагиоклазов - от 23-35 до 42-57 мас. % с 65-55 %  $An$  комп. Прочие минералы содержатся в количестве:  $Or$  - 2-5 %,  $Mt$  - 1-7 %,  $Il$  - 1-3 %,  $Q$  - 0-2 %,  $Ap$  - 0,1-0,3 %.

В породах базитового горизонта диапазон содержания оливина от 15-20 до 0 мас. % с составом от 30-35 до 40-58 %  $Fa$  комп. Ортопироксен присутствует в количестве от 20 до 0 мас. % с 25-50 %  $Fs$  комп., клинопироксен - 18-32 мас. % с 15-30 %  $Fs$  комп. Плагиоклаза имеется 34-55 мас. % с 70-58 %  $An$  комп. Прочие минералы:  $Or$  - 2-8 %,  $Mt$  - 0,5-5 %,  $Il$  - 1-2,5 %,  $Q$  - 0-1,5 %,  $Ap$  - 0,1-0,5 %.

Породы диоритового горизонта могут иметь оливина до 10 % лишь в его подошве, при этом в его составе около 40 %  $Fa$  комп. Чаше, однако, оливин совершенно отсутствует в породах этого горизонта. Ортопироксен здесь фиксируется в количестве от 10 до 22-32 %, т.е. в наибольших количествах в разрезе интрузива. В нем может находиться 50-65 %  $Fs$  комп. Клинопироксен содержится в количестве от 12 % (редко выше) до 0, имея в составе 25-30 %  $Fs$  комп. Плагиоклаз составляет 40-70 % с 58-38 %  $An$  комп. Прочие минералы:  $Or$  - 5-18 %,  $Mt$  - от 1 до 3,5, редко 5,5 %,  $Il$  - от 1 до 4,5 % (редко 6,5 %),  $Q$  - 2-10 % (до 15 %),  $Ap$  - 0,2-0,4 % (изредка 0,6 % и выше).

Горизонт гранитов не имеет оливина. Ортопироксена - 2-7 % с 60-75 %  $Fs$  комп.; клинопироксен почти всегда отсутствует и лишь изредка появляется в количестве до 2 %, имея в составе до 35 %  $Fs$  комп. Плагиоклаз - 5-10 % (редко до 20 %) с 5-20 %  $An$  комп. Прочие минералы:  $Or$  - 10-30 %,  $Mt$  - 0,3-1,8 %,  $Il$  - 0,5-1,0 % (до 1,5 %),  $Q$  - 35-44 %,  $Ap$  - 0,05-0,2 % (редко 0,4 %).

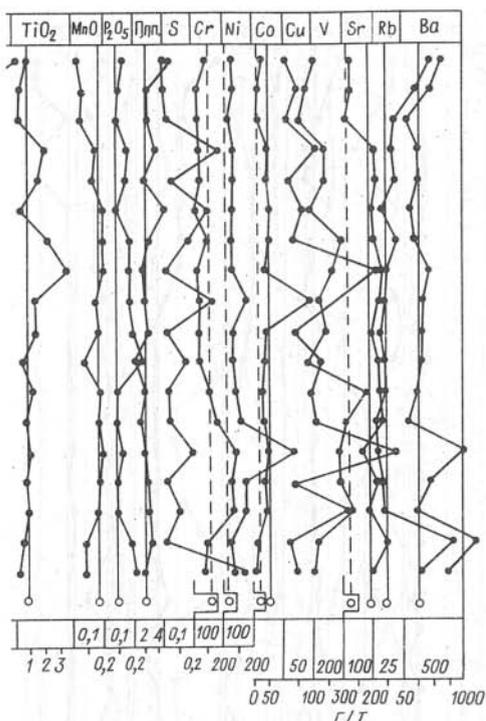


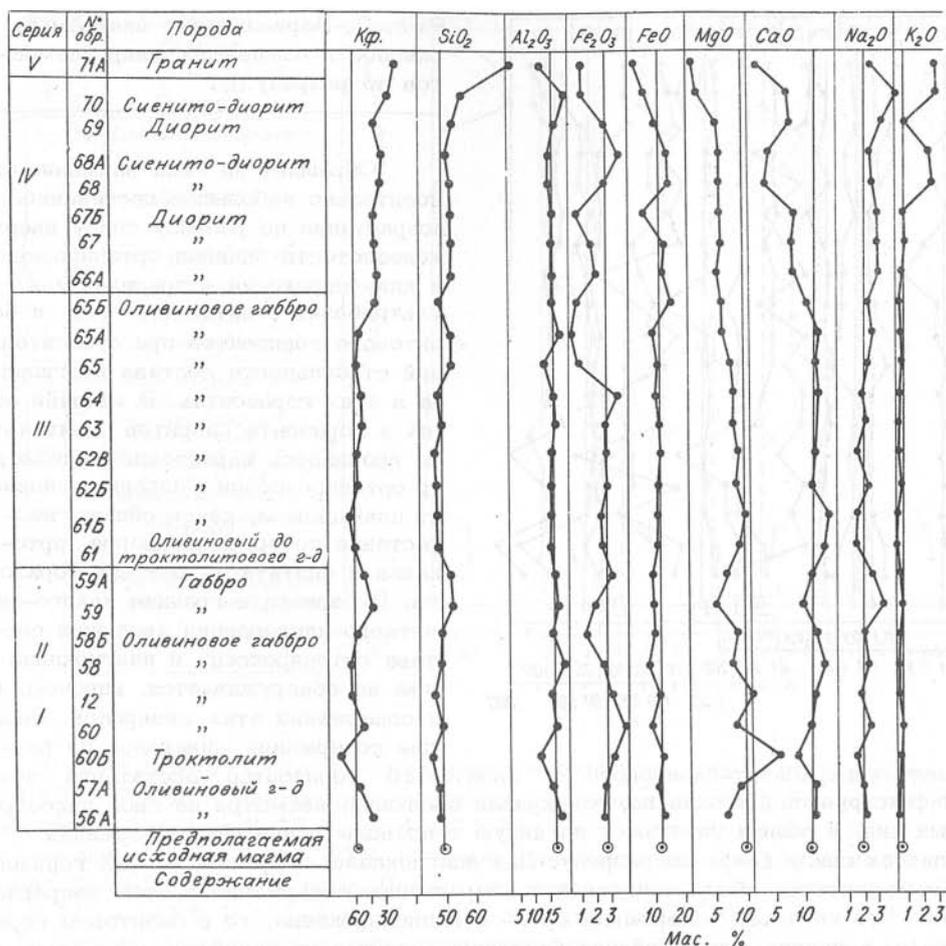
Рис. 3. Вариационные диаграммы окислов и важнейших микроэлементов по разрезу III.

Обращает на себя внимание относительно небольшое постепенное возрастание по разрезу снизу вверх железистости оливина, ортопироксена и клинопироксена в пределах как ультрабазит-базитового, так и базитового горизонтов при относительной стабильности состава плагиоклаза в этих горизонтах. В отличие от них в горизонте диоритов очень четко проявилось нарастание железистости ортопироксенов и падение основности плагиоклаза, как и общее возрастание содержания кварца, ортоклаза и апатита по разрезу горизонта. В горизонте гранита какого-либо четкого направления эволюции состава ортопироксена и плагиоклаза уже не обнаруживается, впрочем, как и содержания этих минералов. Эволюция содержания минералов по раз-

резу ультрабазит-базитового и базитового горизонтов достаточно четко фиксируется для оливина, где кривая эволюции, несмотря на свой пилообразный вид, в общем указывает на явную тенденцию понижения содержания оливина снизу вверх по разрезу. Для плагиоклаза, напротив, в этих горизонтах характерна общая тенденция к возрастанию содержания в этом направлении. Что касается содержаний орто- и клинопироксена, то в базитовом горизонте, а иногда и ультрабазит-базитовом, кривые их эволюции дают зеркальное отображение относительно разделяющей их вертикальной линии и минимумам на кривой содержания для ортопироксена отвечают максимумы кривой для клинопироксена. Это означает, что в сумме содержания обоих пироксенов составляют более или менее постоянную величину. В то же время кривые содержания ортоклаза и плагиоклаза в горизонте гранитов также симметричны по отношению к разделяющей их вертикальной линии, что, вероятно, указывает на соподчиненность (комплементарность) их содержаний и возможные взаимоотношения замещения их друг другом. Эволюция содержания прочих минералов в этих горизонтах по разрезу не обнаруживает закономерностей.

Величина коэффициента фракционирования (К.ф.) по разрезу интрузива, как уже упоминалось, достаточно плавно эволюционирует через все выделенные горизонты (см. рис. 2-4). Можно видеть, что имеет место следующий интервал значений: для ультрабазит-базитового горизонта - от 45 до 60-65, базитового - от 52-55 до 70, диоритового - 70-80, гранитного - 80-95. Отсюда вытекает целесообразность построения ряда обобщенных важнейших диаграмм по массиву в целом, которые иллюстрируют зависимость химического и минерального состава пород от степени фракционирования исходного расплава, четким показателем которого является К.ф.

На сводной диаграмме химический состав - К.ф. (рис. 9) важнейшей является диаграмма  $\text{SiO}_2$  - К.ф., на которой можно видеть плавную серию



фигуративных точек пород из ультрабазит-базитового, базитового и диоритового горизонтов интрузива, охватывающих интервал от 43 до 59 мас. % SiO<sub>2</sub> в диапазоне К.ф. от 44 до 84. Для отдельной на диаграмме гранитоидной серии эти интервалы соответственно 70-75 мас. % SiO<sub>2</sub> и К.ф. от 74 до 95. Можно видеть здесь еще третью группу пород, а именно серию роговиков, четко отцеляющуюся от первых двух. Если в первой серии заметно возрастает содержание SiO<sub>2</sub> с возрастанием К.ф., то во второй серии такое возрастание очень невелико, а в третьей почти незаметно. Противоположное направление наблюдается у кривой эволюции содержания MgO с возрастанием К.ф. Самостоятельность трендов главной интрузивной и гранитоидной серий здесь гораздо менее заметна, чем на предыдущей диаграмме, хотя тренд гранитоидной серии здесь уже почти горизонтален. Наиболее обособленно упомянутые серии и роговики располагаются на диаграмме CaO - К.ф. Здесь и на некоторых других диаграммах (см. рис. 9) четко видно, что тренд для гранитоидов является продолжением серии роговиков, имея также незначительное количество CaO в породах. Значительно большие содержания - от 4 до 13 мас. % - у главного тренда массива с максимумом в диапазоне значений К.ф. 55-65. Возрастание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с ростом К.ф. фиксируется главным трендом на диаграмме Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - К.ф. Гранитоидный тренд имеет

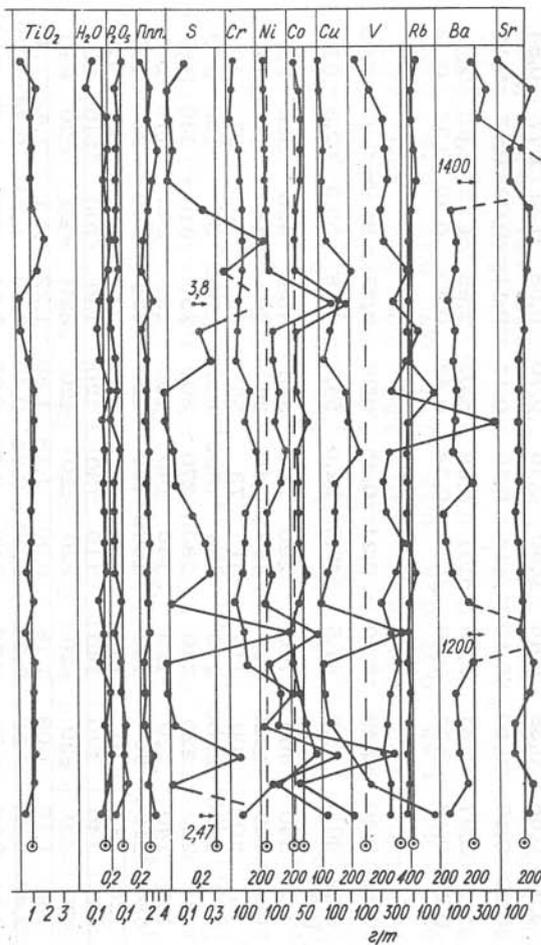


Рис. 4. Вариационные диаграммы окислов и важнейших микроэлементов по разрезу IV.

обратное направление за счет снижения  $Al_2O_3$  с возрастанием К.ф.

Здесь совершенно очевидно проявляется независимость главного и гранитоидного трендов с различными тенденциями эволюции. Близкая картина наблюдается и на других диаграммах. На диаграмме FeO - К.ф. имеет место волнообразный характер главного тренда эволюции содержания FeO в зависимости от К.ф., в то время как гранитоидному тренду свойственна лишь линейная корреляция обратного типа. Слабо эволюционирует содержание  $Fe_2O_3$  в зависимости от К.ф., хотя сами уровни содержания  $Fe_2O_3$  у главного и гранитоидного трендов заметно отличаются. Интересно отметить противоположные тенденции эволюции главного тренда для содержания MnO и  $TiO_2$  в зависимости от К.ф. С возрастанием К.ф. содержания MnO уменьшаются, а  $TiO_2$  - увеличиваются. Для гранитоидного тренда их

эволюция менее определена. Слияние главного, гранитоидного и роговикового трендов характерно для диаграммы  $Na_2O$  - К.ф., причем с возрастанием К.ф. линейно возрастает и содержание в породах  $Na_2O$ . Линейное возрастание с ростом К.ф. наблюдается для  $K_2O$  главного и гранитоидного трендов. Как и для CaO, здесь особенно четко видна обособленность группы фигуративных точек "роговиковых" пород. Они располагаются на продолжении гранитоидного тренда в интервале К.ф. 60-72 и попадают большей частью в область К.ф., характерную для базитов, а частично - для диоритов. Вместе с тем по составу роговиковые породы явно гораздо ближе к диоритам, чем к базитам (см. диаграмму  $SiO_2$  - К.ф.).

Еще более интересная картина наблюдается на диаграммах, связывающих К.ф. пород с количеством и составом нормативных минералов (рис. 10). Как следует из приводимой диаграммы К.ф. - (а:с)\*, эта картина принципиально не должна измениться, если вместо одного сильного петрохимического критерия дифференциации - К.ф., мы будем на диаграммах использовать другой - (а:с), поскольку они связаны прямой линейной корреляционной зависимостью.

\* (а:с) - параметр дифференциации расплава по А.Н. Заварицкому.

Таблица 2. Химический и геохимический состав пород дифференцированной интрузии Тулай-Киряка и роговиков ее ближнего экзоконтакта (химлаборатория ИГиГ СО АН СССР)

Компонент	Роговики								Ультрабазиты							Базиты		
	ХТ-236	26	27а	28	72	85	84	Ср(7)	29	29а	60б	89	29г	28а	Ср(6)	12	25	29в
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	57,00	61,80	57,90	62,50	61,00	61,70	61,16	60,44	42,00	42,60	44,00	46,70	46,00	45,10	44,40	45,30	47,20	48,50
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,70	0,80	0,76	0,88	0,54	0,71	0,75	0,92	0,97	1,20	1,22	1,09	1,26	1,11	1,10	1,40	1,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,90	15,00	17,00	14,60	15,50	13,85	15,87	15,67	7,70	7,90	11,10	11,23	11,20	10,90	10,00	14,00	14,10	14,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	1,34	0,74	1,17	1,70	1,10	0,58	1,02	3,68	3,40	2,84	1,69	2,46	4,64	3,12	2,91	1,45	1,92
FeO	5,56	5,28	6,54	5,07	3,59	8,09	5,00	5,59	14,23	12,75	10,76	11,13	11,82	10,85	11,92	10,02	11,78	11,14
MnO	0,04	0,06	0,05	0,07	0,03	0,08	0,09	0,06	0,23	0,22	0,22	0,20	0,21	0,19	0,21	0,22	0,20	0,03
MgO	3,48	4,00	3,91	3,47	2,08	4,28	3,50	3,53	20,30	20,30	15,04	12,86	13,17	12,83	15,75	10,45	7,82	7,28
CaO	0,85	3,10	3,60	3,89	0,36	2,83	3,78	2,63	6,01	6,36	8,50	10,77	9,19	8,13	8,16	11,70	10,20	10,25
Na <sub>2</sub> O	4,88	3,05	3,11	2,75	1,49	2,95	2,50	2,96	1,00	1,07	1,59	1,77	1,42	1,67	1,42	1,76	1,85	2,00
K <sub>2</sub> O	5,50	3,12	4,20	2,71	5,30	2,94	3,58	3,91	0,68	0,38	0,45	0,50	0,76	0,70	0,58	0,33	1,77	0,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,23	0,23	0,20	0,13	0,21	0,18	0,20	0,10	0,10	0,10	0,14	0,10	0,12	0,11	0,09	0,17	0,15
П.п.п.	2,52	1,28	1,58	1,99	5,87	1,93	2,85	2,57	2,97	3,51	2,99	1,91	2,68	3,07	2,85	1,53	1,63	2,11
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,36	0,34	0,36	0,30	0,28	0,18	0,14	0,28	0,18	0,22	0,26	0,10	0,34	0,42	0,25	0,26	0,36	0,24
CO <sub>2</sub>	Не обнаружено			-	-	-	-	-	-	-	0,11	0,10	-	-	0,10	Не обнаружено		
S <sub>вал</sub>	0,07	0,06	0,06	0,05	0,01	0,56	0,02	0,12	0,30	0,49	0,50	0,21	0,45	0,29	0,37	Не обн. 0,05 0,05		
К.ф.	63,6	62,3	65,1	64,3	71,8	68,2	61,4	65,2	46,9	44,3	47,5	49,9	52,0	54,7	48,8	55,3	62,8	64,2
Главнейшие микроэлементы (г/г)																		
Cr	160	120	120	120	81	90	100	113	540	460	760	290	360	340	458	430	300	180
Ni	70	60	60	40	65	100	50	63	1090	1220	860	480	710	390	792	180	160	140
Co	5	14	9	12	33	11	10	13	103	106	110	51	73	55	83	50	37	40
Cu	30	60	60	30	13	50	20	37	1900	2200	270	380	1800	1800	1392	50	130	200
V	200	120	200	120	110	110	130	141	220	220	240	280	270	300	255	310	340	390
Sr	140	240	220	220	49	200	300	195	140	110	110	140	140	150	132	240	170	180
Ba	900	620	600	600	670	770	1200	680	1100	90	150	1000	150	120	435	140	230	150
Rb	160	120	160	140	99	82	134	128	28	10	14	5	43	28	21	15	120	41
Zn	120	100	60	80	16	60	140	82	140	140	140	110	130	120	130	100	140	110
Pb	<20	<20	<20	<20	<30	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Th	13,0	15,5	15,0	16,0	15,6	-	-	15,0	1,15	1,09	1,18	0,90	1,18	1,80	1,22	1,1	1,42	1,40
U	2,15	2,48	2,45	2,59	2,5	1,9	3,0	2,43	0,35	0,58	0,23	0,27	0,31	0,40	0,36	0,21	0,44	0,49
а:с	18,09	2,98	2,95	2,11	25,0	3,12	2,32	3,81	0,90	0,76	0,78	0,89	0,79	0,95	0,84	0,61	1,09	0,84

Продолжение табл. 2

Компонент	Базиты																		
	30	30а	31	31а	31б	32	57а	ХТ-34	47	48	56а	58	58б	59	60	61б	61	62	
	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	
SiO <sub>2</sub>	48,20	46,50	46,50	46,20	45,80	46,70	46,24	47,20	46,80	47,40	45,80	47,60	48,00	52,40	47,90	46,20	46,40	47,70	
TiO <sub>2</sub>	0,93	1,20	1,10	1,50	1,10	1,20	1,20	1,25	0,70	1,10	0,50	1,30	0,56	1,22	1,35	1,13	1,10	1,19	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,90	15,00	14,00	13,60	14,90	15,30	14,80	14,50	16,60	14,20	16,90	17,80	14,40	16,60	15,80	14,00	14,40	17,20	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	1,70	1,99	2,11	2,32	2,06	2,45	2,09	2,50	2,51	2,27	2,29	1,12	1,72	4,73	2,06	2,22	2,24	
FeO	9,09	9,95	10,81	11,60	9,61	9,96	9,41	10,81	10,81	9,37	11,10	6,28	10,78	8,08	7,62	9,66	9,34	7,97	
MnO	0,16	0,19	0,19	0,21	0,19	0,19	0,20	0,21	0,15	0,15	0,15	0,15	0,18	0,15	0,19	0,18	0,19	0,18	
MgO	9,01	8,84	9,00	8,75	9,00	8,80	8,63	8,32	6,30	8,10	6,20	7,00	8,25	4,50	7,42	9,21	8,62	7,14	
CaO	11,90	11,48	11,13	12,53	12,51	12,00	11,80	11,48	11,08	12,10	11,14	13,31	11,92	9,01	10,79	13,95	13,44	12,92	
Na <sub>2</sub> O	1,75	2,00	1,85	2,00	1,85	2,00	2,00	1,83	2,20	1,85	2,20	2,30	2,10	3,50	2,56	1,62	1,64	2,07	
K <sub>2</sub> O	1,33	1,00	0,70	0,56	0,27	0,25	0,48	0,45	0,40	0,83	0,37	0,28	0,28	0,74	0,75	0,19	0,19	0,25	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,15	0,13	0,17	0,09	0,13	0,13	0,07	0,07	0,12	0,06	0,07	0,03	0,10	0,12	0,03	0,03	0,05	
П.п.п.	1,55	1,76	2,24	1,41	1,84	1,50	1,92	2,00	2,48	2,08	2,91	1,70	2,33	1,79	1,12	2,08	2,33	1,66	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,20	0,24	0,36	0,20	0,28	0,18	0,30	0,20	0,30	0,32	0,36	0,28	0,25	0,24	0,13	0,21	0,36	Не обн.	
CO <sub>2</sub>	-	Не обнаружено						-	0,17	0,17	0,17	Не обн.	Не обн.	0,22	Не обн.		0,11	0,11	"
S <sub>вал</sub>	0,04	0,04	Не обн.	0,05	Не обн.	0,03	0,03	0,01	1,87	0,15	2,47	"	0,83	0,04	0,06	0,19	0,26	0,01	
К.ф.	52,6	56,9	58,7	61,0	57,0	57,7	57,9	60,8	67,9	59,5	68,3	55,0	59,0	68,5	62,5	56,0	57,3	58,8	
Главнейшие микроэлементы (г/т)																			
Cr	350	330	380	320	310	330	320	250	160	150	110	150	120	70	260	130	130	120	
Ni	150	170	140	130	160	160	150	170	340	20	680	90	430	52	160	73	76	130	
Co	42	43	43	41	52	52	43	75	119	41	150	27	130	44	70	78	74	69	
Cu	90	100	100	90	120	150	180	25	480	20	600	30	590	22	100	140	130	150	
V	290	300	310	420	360	320	310	350	340	390	300	350	310	230	290	400	380	300	
Sr	190	200	200	220	220	220	250	240	210	140	210	270	170	190	130	140	150	190	
Ba	150	150	150	120	110	90	210	160	100	120	90	250	1200	220	150	50	70	130	
Rb	84	48	25	24	14	3	23	12	19	33	7	4	5	16	23	4	4	6	
Zn	70	110	100	120	120	90	100	130	220	60	60	40	110	80	150	100	110	110	
Pb	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	20	<20	<20	<20	<20	280	20	20	20	20	20	
Th	1,00	1,18	1,17	0,80	0,60	0,45	0,80	0,45	1,30	1,15	0,90	0,50	0,70	1,60	0,50	-	-	1,06	
U	0,31	0,35	0,35	0,31	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	0,27	<0,10	<0,10	<0,10	0,14	0,55	<0,10	-	-	<0,10	
а:с	0,82	0,82	0,75	0,80	0,58	0,61	0,69	0,64	0,65	0,77	0,62	0,60	0,71	1,31	0,93	0,52	0,51	0,54	

Продолжение табл 2

Компо- нент	Базиты														Диориты и габбро-диориты				
	62в	62ь	63	64	65	65б	81а	82	83	83а	87	65а	88	Ср (34)	ХТ-33	36	59а	66а	
	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	
SiO <sub>2</sub>	46,70	45,70	47,80	46,80	50,90	47,10	46,80	47,40	47,60	46,20	46,70	51,10	47,00	47,31	51,80	54,10	50,70	51,70	
TiO <sub>2</sub>	1,37	1,11	1,22	1,26	0,79	0,43	1,37	0,98	1,04	1,13	1,68	0,50	1,63	1,12	1,10	1,26	0,66	1,63	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,40	14,80	15,60	15,00	14,50	15,10	16,54	16,93	15,50	15,97	15,18	17,44	15,40	15,28	15,85	14,10	16,20	14,90	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,60	2,39	2,29	3,42	0,64	0,60	3,20	2,21	2,30	2,35	3,37	0,18	3,00	2,18	1,62	2,50	2,88	1,76	
FeO	9,27	10,27	9,91	8,80	9,63	14,34	8,64	8,78	8,42	9,03	9,14	8,20	10,40	9,70	9,98	10,89	7,40	11,35	
MnO	0,19	0,20	0,18	0,21	0,17	0,15	0,19	0,17	0,18	0,17	0,16	0,15	0,16	0,17	0,18	0,23	0,19	0,21	
MgO	8,04	8,82	7,28	7,70	7,04	5,60	6,78	7,64	8,47	8,16	7,06	5,60	7,00	7,75	4,93	3,47	6,31	4,71	
CaO	11,03	12,05	11,56	12,30	11,55	9,91	12,08	12,81	11,39	9,83	11,84	12,24	10,20	11,62	7,70	4,87	10,78	7,82	
Na <sub>2</sub> O	2,31	1,64	2,12	1,90	2,25	2,33	2,25	2,00	2,25	2,25	2,50	2,64	2,50	2,10	3,43	2,88	2,56	3,02	
K <sub>2</sub> O	0,54	0,27	0,27	0,27	0,47	0,35	0,32	0,20	0,53	1,01	0,48	0,40	0,50	0,53	0,66	1,37	0,44	0,74	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,04	0,01	0,06	0,05	0,04	0,10	0,10	0,10	0,10	0,16	0,04	0,14	0,09	0,11	0,58	0,04	0,07	
П.п.п.	2,62	2,26	1,96	1,83	2,09	3,35	2,02	1,25	2,65	2,66	2,43	1,53	2,50	2,02	1,86	3,92	1,78	1,76	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,31	0,14	0,24	0,53	0,12	0,16	0,08	0,06	0,16	0,22	0,16	0,22	0,26	0,22	0,30	0,28	0,26	0,16	
CO <sub>2</sub>	0,11	Не обнаружено			-	-	0,10	-	-	0,30	-	-	-	0,06	0,04	-	Не обн. -		
S <sub>вал</sub>	0,07	0,06	Сл.	Не обн.	0,30	3,12	0,04	0,04	0,02	0,11	Не обн.		0,23	0,10	0,30	0,02	0,16	0,30	0,41
К.ф.	59,6	58,9	62,6	61,3	59,3	72,7	63,6	59,0	55,9	58,2	63,9	59,9	65,7	60,5	70,2	79,4	62,0	73,6	
Главнейшие микроэлементы (г/т)																			
Cr	210	200	120	150	70	84	110	170	250	260	90	77	100	199	140	63	120	98	
Ni	170	190	130	160	110	520	70	110	140	150	20	110	20	166	20	84	110	80	
Co	75	83	75	74	75	200	28	38	38	44	28	65	31	63	21	58	69	56	
Cu	140	320	230	210	60	340	100	110	40	230	20	100	20	159	10	50	89	40	
V	260	300	1000	310	410	320	450	320	290	350	450	490	450	364	280	110	350	210	
Sr	170	170	170	170	170	180	240	240	240	190	370	210	290	204	260	210	170	220	
Ba	240	140	130	150	110	90	230	120	240	250	210	130	1700	228	150	320	110	140	
Rb	13	13	8	6	14	10	16	13	15	22	16	10	10	20	22	31	60	23	
Zn	140	130	110	110	94	100	160	60	80	120	80	92	80	106	60	350	130	120	
Pb	20	20	20	20	20	20	20	20	20	30	<20	20	<20	<28	<20	20	20	20	
Th	0,80	0,53	0,68	0,40	0,65	0,50	0,30	1,50	0,90	0,90	0,90	0,70	0,90	0,87	1,70	3,70	0,60	2,50	
U	0,18	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	0,14	<0,10	<0,10	<0,18	0,26	0,95	0,16	0,22	
а:с	0,88	0,51	0,64	0,59	0,82	0,77	0,65	0,52	0,76	0,86	0,88	0,75	0,87	0,72	1,34	1,58	0,81	1,26	

Продолжение табл. 2

Компо- нент	Габбро-диориты и диориты							Сиенито-диориты											
	67	67б	69	75	76	78	Ср(10)	35	37	68	68а	70	74	74а	77	79	24а	76а	
	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	
SiO <sub>2</sub>	51,30	51,60	52,50	48,50	50,70	53,20	51,61	55,00	59,80	51,20	49,20	55,00	50,70	52,60	53,50	58,80	49,20	51,70	
TiO <sub>2</sub>	2,05	1,23	1,08	0,50	2,39	1,51	1,34	1,17	1,12	1,23	1,23	1,58	2,19	1,83	1,51	0,66	1,90	3,52	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,50	15,00	15,70	18,70	15,30	17,70	15,79	20,40	14,40	14,30	13,90	19,50	17,90	18,70	19,70	18,80	13,20	18,10	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,63	Не обн.	2,26	2,47	1,58	1,42	1,81	0,71	1,60	2,43	3,63	0,96	2,03	2,54	0,94	0,47	3,27	1,04	
FeO	12,21	12,39	9,48	9,20	11,76	8,84	10,35	5,21	8,73	13,47	13,65	6,22	7,90	9,34	7,98	5,64	10,56	9,16	
MnO	0,24	0,21	0,21	0,19	0,19	0,17	0,20	0,11	0,13	0,19	0,22	0,12	0,15	0,14	0,15	0,08	0,22	0,20	
MgO	5,55	5,16	4,51	2,72	4,20	3,13	4,47	2,08	1,44	5,20	5,20	1,69	2,18	2,32	1,92	1,43	5,50	2,28	
CaO	7,78	8,23	7,07	8,77	7,74	6,70	7,75	7,42	2,66	3,48	3,48	6,74	7,86	4,64	6,62	6,46	7,62	6,78	
Na <sub>2</sub> O	2,88	2,89	3,25	3,04	2,84	3,19	3,00	5,00	3,50	2,50	2,38	4,26	4,00	4,14	4,28	4,37	2,50	4,33	
K <sub>2</sub> O	0,68	0,63	0,71	0,59	0,89	1,12	0,78	0,74	3,00	2,57	2,43	2,92	1,04	0,98	1,04	1,29	1,24	1,12	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,07	0,09	0,09	0,19	0,20	0,15	0,15	0,34	0,07	0,08	0,11	0,17	0,15	0,18	0,26	0,21	0,17	
П.п.п.	1,46	2,31	2,54	5,06	2,62	2,70	2,60	1,66	2,61	3,29	3,76	1,61	3,66	2,03	2,12	1,50	3,53	1,70	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16	0,16	0,20	0,10	0,26	0,10	0,19	0,18	0,20	0,42	0,22	0,16	0,64	0,12	0,08	0,16	0,44	0,20	
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,14	-	
S <sub>вал</sub>	0,66	0,25	0,02	0,30	0,18	0,02	0,23	0,02	0,51	0,01	0,05	0,02	0,37	0,06	0,34	0,17	0,19	0,01	
К.ф.	71,4	70,6	72,2	81,1	76,0	76,6	73,1	74,0	87,8	75,4	76,9	80,9	82,0	83,7	82,3	81,4	71,5	81,7	
					Главнейшие микроэлементы (г/г)														
Cr	120	110	28	21	88	47	83	56	49	98	91	39	49	46	42	32	100	60	
Ni	60	68	55	62	51	70	66	49	130	48	54	55	77	49	170	61	70	48	
Co	60	60	51	60	55	46	54	37	48	42	44	53	51	43	200	41	27	38	
Cu	73	29	31	71	36	41	47	21	74	37	53	22	120	20	180	130	160	330	
V	280	240	230	70	300	200	227	170	90	270	260	160	170	170	140	80	420	240	
Sr	230	240	180	200	210	200	212	320	180	120	100	250	220	220	250	240	230	260	
Ba	160	110	300	150	220	320	198	160	500	1400	580	350	280	280	340	310	230	430	
Rb	13	16	14	14	38	16	25	20	120	57	53	16	30	42	12	16	54	16	
Zn	110	120	60	26	110	59	114	120	78	100	180	29	67	44	120	27	110	71	
Pb	20	20	<30	30	30	30	<24	60	20	<30	<30	<30	260	30	100	30	<20	280	
Th	0,90	1,20	1,50	0,90	3,15	2,70	1,88	4,20	11,20	1,60	1,60	3,00	1,70	3,10	1,50	7,20	3,40	3,30	
U	0,18	0,31	0,14	<0,10	0,48	0,48	0,33	0,65	1,70	0,27	0,31	0,52	0,32	0,27	0,27	1,13	0,95	0,70	
а:с	1,21	1,14	1,28	0,86	1,17	1,15	1,15	1,59	3,72	2,18	2,07	2,18	1,51	1,87	1,42	1,68	1,41	1,71	

Окончание табл. 2

Компонент	Сиени-то-диориты	Группа диоритов в целом	Граниты																	
			Ср(11)	Ср(21)	ХТ-38	39	39а	40а	41	42	44а	43	45а	45б	46	71а	73	73а	60а	Ср(15)
			73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90
SiO <sub>2</sub>	53,34	52,51	73,50	76,30	76,00	75,50	75,80	76,30	75,50	74,50	72,70	71,30	70,82	72,30	72,10	74,50	74,00	74,07		
TiO <sub>2</sub>	1,63	1,49	0,40	0,25	0,26	0,26	0,30	0,28	0,30	0,29	0,30	0,40	0,20	0,39	0,51	0,42	0,20	0,32		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,17	16,52	11,50	11,60	11,60	11,50	11,60	11,60	11,60	11,80	11,50	11,20	11,60	11,90	12,20	11,85	12,20	11,68		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,78	1,80	1,22	0,92	0,94	1,29	0,84	1,34	1,00	0,57	1,05	0,95	1,20	0,99	0,20	0,18	0,50	0,88		
FeO	8,90	9,59	3,13	1,15	1,58	2,08	1,76	1,22	1,44	2,01	2,49	2,21	2,34	2,51	2,69	2,87	1,44	2,06		
MnO	0,15	0,18	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04	0,01	0,03	0,01	0,02	0,09	0,07	0,05	0,03	0,03		
MgO	2,84	3,61	0,26	0,23	0,16	0,26	0,20	0,13	0,20	0,26	0,70	0,25	0,60	0,63	1,05	0,73	0,55	0,41		
CaO	5,80	6,72	1,34	0,62	0,62	0,22	0,67	0,39	1,34	0,78	0,50	0,62	0,60	1,29	1,64	0,91	2,10	0,91		
Na <sub>2</sub> O	3,75	3,39	3,13	3,13	3,13	3,13	3,38	3,38	3,48	3,00	3,20	3,29	2,62	2,64	3,08	3,17	7,00	3,38		
K <sub>2</sub> O	1,67	1,25	3,00	4,50	4,33	4,42	4,33	4,33	4,00	4,33	4,20	1,59	4,87	2,86	2,54	1,79	0,13	3,41		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,16	0,09	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,08	0,18	0,09	0,07	0,11	0,09	Не обн.	0,06		
П.п.п.	2,50	2,55	2,04	0,75	0,99	0,82	1,15	0,92	1,39	1,51	1,51	7,80	3,50	3,12	2,49	2,59	2,24	2,19		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,26	0,23	0,34	0,14	0,16	0,14	0,22	0,26	0,12	0,08	0,24	0,44	0,28	0,34	0,30	0,12	Не обн.	0,21		
CO <sub>2</sub>	0,10	0,05	0,44	-	-	Не обн.	-	-	-	0,44	0,44	0,08	0,35	-	-	-	1,65	0,23		
S <sub>вал</sub>	0,16	0,19	Не обнаружено					0,03	0,13	Сл.	0,05	0,01	0,09	0,14	Сл.	0,03	0,19	0,04		
К.ф.	79,0	75,9	94,6	90,0	94,0	92,8	92,9	95,2	92,4	90,8	83,5	92,7	85,5	84,7	73,3	80,7	77,9	87,8		
Главнейшие микроэлементы (г/т)																				
Cr	60	71	35	35	35	35	30	30	30	50	30	10	49	28	28	21	32			
Ni	74	70	33	26	25	35	<10	<10	20	<10	20	20	48	73	39	36	<28			
Co	57	55	17	16	16	16	<6	<6	<6	<6	<6	<6	24	25	17	31	<14			
Cu	104	77	16	21	18	18	10	10	20	10	10	10	19	51	14	22	17			
V	197	211	20	20	20	20	<20	<20	<20	<20	<20	20	<20	70	50	20	40	<27		
Sr	217	214	85	65	70	60	70	70	80	90	280	390	80	25	46	24	48	99		
Ba	442	326	450	610	680	680	830	750	700	690	690	60	660	250	490	70	50	510		
Rb	40	32	65	110	100	110	102	97	93	102	85	79	140	61	73	43	1	84		
Zn	86	99	48	57	37	39	20	80	20	20	20	10	20	15	49	31	22	32		
Pb	<80	<52	20	20	20	20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<30	<30	<30	20	<22		
Th	3,80	2,89	12,80	14,0	16,00	17,50	16,00	17,50	17,50	20,50	20,50	20,50	17,38	14,50	13,60	-	36,98	17,0		
U	0,64	0,49	1,95	2,30	2,72	3,05	2,30	2,30	2,36	2,45	2,50	4,62	10,69	3,40	2,20	2,00	3,20	3,2		
а:с	1,74	1,45	6,89	17,78	17,45	19,67	16,82	28,90	13,01	13,57	21,58	12,66	17,57	6,34	5,94	8,65	42,88	11,18		

Таблица 3. Результаты петрохимических параметров по системам А.Н. Заварицкого и СИРВ для интрузивных пород Тулай-Кирыка и роговиков

Характеристика	Роговики								Ультрабазиты						
	ХТ-23Б	26	27а	28	72	85	84	Ср(7)	29	29а	60Б	89	29г	28а	Ср(6)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Характеристики по А.Н. Заварицкому															
a	18,70	11,25	13,15	10,17	10,81	10,59	10,91	12,27	2,89	2,66	4,00	4,37	4,05	4,55	3,74
c	1,05	3,77	4,46	4,82	0,43	3,39	4,70	3,22	3,23	3,50	5,16	4,92	5,15	4,80	4,44
b	14,85	14,28	14,82	12,07	19,72	16,58	12,87	14,71	49,90	48,88	41,72	39,59	39,87	39,90	43,42
s	65,44	70,75	67,57	72,95	69,04	69,44	71,52	69,79	43,98	44,96	49,12	51,12	50,93	50,75	48,41
f <sup>†</sup>	38,89	43,52	47,30	49,64	24,46	51,66	42,28	42,71	30,69	28,46	29,69	29,15	32,59	35,15	30,80
m <sup>†</sup>	39,70	47,40	45,43	49,57	17,61	43,02	47,00	40,92	62,48	64,24	58,79	51,99	53,56	52,83	57,87
c <sup>†</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	6,82	7,30	11,52	18,86	13,95	12,02	11,33
n	57,42	59,77	52,95	60,66	29,94	60,40	51,49	53,50	69,09	81,06	84,30	84,33	73,96	78,38	78,82
t	1,17	0,84	1,03	0,91	1,07	0,65	0,87	0,92	1,62	1,68	2,01	1,93	1,75	2,06	1,85
φ	3,05	8,02	4,34	8,44	7,26	5,58	3,93	5,97	5,72	5,43	5,60	3,45	5,05	9,64	5,79
A <sup>†</sup>	21,40	9,08	7,28	0,79	57,94	5,32	10,72	16,37	-	-	-	-	-	-	-
Q	-7,54	15,23	4,38	20,74	16,04	14,31	16,52	11,81	-21,05	-18,89	-14,91	-11,42	-11,40	-12,42	-15,10
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0,89	0,98	0,74	1,01	0,28	1,00	0,70	0,76	1,47	2,82	3,53	3,54	1,87	2,39	2,45
Нормативный состав пород и состав нормативных минералов по СИРВ (мас. % нормативных молекул)															
ap	0,56	0,53	0,53	0,46	0,30	0,49	0,42	0,46	0,23	0,23	0,23	0,32	0,23	0,28	0,25
il	1,71	1,33	1,52	1,44	1,67	1,03	1,35	1,42	1,75	1,84	2,28	2,32	2,07	2,39	2,11
or	32,50	18,44	24,82	16,02	31,32	17,37	21,16	23,11	4,02	2,25	2,66	2,95	4,49	4,14	3,43
ab	41,29	25,81	26,32	23,27	12,61	21,15	24,96	25,05	8,46	9,05	13,45	14,98	12,02	14,13	12,02
an	2,65	13,88	16,36	17,99	0,94	17,58	12,67	11,74	14,51	15,63	21,82	21,22	21,94	20,18	19,20
№ Pl	6	34	37	42	7	44	32	31	62	62	60	57	63	57	60
ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	2,95	1,52	1,34	0,55	8,97	1,44	1,17	2,27	-	-	-	-	-	-	-
Mt	0,77	1,94	1,07	1,70	2,46	0,84	1,59	1,48	5,34	4,93	4,12	2,45	3,57	6,73	4,52
Di	-	-	-	-	-	-	-	-	11,82	12,28	15,87	25,40	18,68	15,64	16,61
wo <sub>КОМП.</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0
fs <sub>КОМП.</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	12,44	11,30	12,17	14,62	14,88	12,74	12,87
en <sub>КОМП.</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	37,56	38,70	37,83	35,38	35,12	37,26	37,13
Hu	7,28	17,51	19,91	15,86	8,97	16,41	23,86	17,09	13,15	8,74	8,66	5,98	14,34	17,62	11,40
fs <sub>КОМП.</sub>	42,33	36,56	44,28	38,86	35,76	40,19	48,52	41,79	22,61	24,87	24,34	29,24	25,48	29,76	25,74
en <sub>КОМП.</sub>	57,67	63,44	55,72	61,14	64,24	59,81	51,48	58,21	77,39	75,13	75,66	70,76	74,52	70,24	74,26
Ol	7,17	-	-	-	-	-	-	-	41,99	36,70	26,71	22,59	20,07	15,29	27,24
fa <sub>КОМП.</sub>	42,33	-	-	-	-	-	-	-	24,87	22,61	24,34	29,24	29,76	25,48	25,74
fo <sub>КОМП.</sub>	57,67	-	-	-	-	-	-	-	75,13	77,39	75,66	70,76	70,24	74,52	74,26
Q	-	16,73	6,21	19,50	26,82	16,60	15,42	14,15	-	-	-	-	-	-	-



Продолжение табл. 3

Характеристика	Базиты														
	58б	59	60	61б	61	62	62б	62в	63	64	65	65б	81а	82	83
	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
	Характеристики по А.Н. Заварицкому														
a	5,04	9,03	6,76	3,81	3,91	5,04	5,97	4,07	5,15	4,65	5,64	5,91	5,58	4,78	5,78
c	7,13	6,91	7,25	7,38	7,74	9,28	6,82	8,03	8,05	7,89	6,89	7,65	8,62	9,14	7,59
b	32,76	21,76	30,11	35,89	34,40	29,12	32,08	34,22	30,54	32,29	28,96	29,93	29,82	30,45	31,13
s	55,07	42,30	55,87	52,93	53,95	56,56	55,13	53,69	55,17	56,27	58,51	56,51	55,98	55,63	55,50
f <sup>1</sup>	34,75	43,92	38,28	30,66	32,02	33,99	35,54	35,60	36,18	38,44	34,06	50,04	38,44	34,72	32,88
m <sup>1</sup>	42,69	36,02	41,96	43,04	42,67	42,54	43,16	44,34	41,08	41,05	41,18	33,23	39,66	43,22	46,52
c <sup>1</sup>	22,56	20,06	19,76	26,30	25,32	23,47	21,30	20,07	22,74	20,50	24,76	16,73	21,90	22,06	20,59
n	91,93	87,79	83,84	92,84	92,92	92,64	86,67	90,23	91,45	92,27	87,92	91,01	91,44	93,83	86,58
t	0,87	1,72	2,08	1,81	1,75	1,84	2,16	1,79	1,98	1,88	1,15	0,68	2,15	1,53	1,62
φ	2,93	6,95	13,50	4,86	5,55	6,74	7,05	4,06	9,21	6,52	1,89	1,80	9,45	6,31	6,38
A <sup>1</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Q	-7,07	-0,39	-9,04	-9,13	-7,66	-6,24	-8,49	-8,78	-5,79	-6,85	-1,14	-6,46	-7,85	-7,44	-8,15
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	7,50	4,75	3,41	8,53	8,65	8,28	4,28	6,07	7,85	7,04	4,79	6,66	7,05	10,00	4,25
	Нормативный состав пород и состав нормативных минералов по СИРВ (мас. % норм. мол.)														
ap	0,07	0,25	0,28	0,07	0,07	0,12	0,23	0,09	0,02	0,14	0,12	0,09	0,23	0,23	0,23
il	1,06	2,32	2,56	2,15	2,09	2,26	2,60	2,11	2,52	2,39	1,50	0,82	2,60	1,86	1,98
or	1,65	4,37	4,43	1,12	1,12	1,48	3,19	1,60	1,60	1,60	2,78	2,07	1,89	1,18	3,13
ab	17,77	29,62	21,66	13,71	13,88	17,52	19,55	13,88	17,94	16,08	19,04	19,72	19,04	16,92	19,04
an	29,04	27,40	29,41	30,37	31,37	36,90	27,33	32,22	32,25	31,60	28,08	29,71	34,09	36,63	30,63
№ P1	61	47	56	68	68	67	57	69	63	65	58	59	63	67	60
ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	1,62	2,49	6,86	2,99	3,22	3,25	3,77	3,47	3,52	4,96	0,93	0,87	4,64	3,20	3,33
Di	24,64	13,79	18,84	31,50	28,64	21,90	21,81	22,32	20,56	23,63	23,84	16,20	20,57	21,47	20,51
wo <sub>комп.</sub>	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0
fs <sub>комп.</sub>	20,18	22,11	12,63	16,24	16,47	16,15	16,50	17,41	19,02	15,80	20,61	29,04	16,88	17,10	15,26
en <sub>комп.</sub>	29,82	27,89	37,37	33,76	33,53	33,85	33,50	32,59	30,98	34,20	29,39	20,96	33,12	32,90	34,74
Hу	8,18	16,05	8,93	0,91	6,01	8,09	6,59	8,45	13,61	12,02	21,13	12,64	7,30	7,46	7,31
fs <sub>комп.</sub>	40,37	44,25	25,26	32,48	32,93	32,31	33,01	34,82	38,03	31,60	41,23	58,09	33,76	34,19	30,52
en <sub>комп.</sub>	59,63	45,77	74,74	67,52	67,07	67,69	66,99	65,18	61,97	68,40	58,77	41,91	66,24	65,81	69,48
Ol	13,58	-	6,26	15,42	11,17	7,41	11,48	13,15	6,62	5,31	0,59	13,84	7,91	10,26	11,62
fa <sub>комп.</sub>	40,37	-	25,26	32,48	32,95	32,31	33,01	34,82	38,03	31,06	41,23	58,09	33,76	34,19	30,52
fo <sub>комп.</sub>	59,63	-	74,74	67,52	67,07	67,69	66,99	65,18	61,97	68,40	58,77	41,91	66,24	65,81	69,48
Q	-	1,75	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Продолжение табл. 3

Характеристика	Базиты					Диориты и габбро-диориты									
	83а	87	65а	88	Ср(34)	ХТ-33	36	59а	66а	67	67б	69	75	76	78
	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
Характеристики по А.Н. Заваричкому															
a	6,66	6,28	6,57	6,37	5,47	8,77	8,75	6,41	7,90	7,37	7,45	8,52	8,45	7,83	8,24
b	7,76	7,15	8,71	7,35	7,64	6,55	5,53	7,87	6,25	6,08	6,55	6,67	9,78	6,71	8,04
b <sub>s</sub>	30,14	31,41	24,65	30,32	31,43	23,08	20,17	26,32	24,40	26,19	24,91	21,81	19,66	23,61	16,78
s	55,44	55,16	60,07	55,97	55,47	61,60	65,57	59,40	61,46	60,36	61,09	63,00	62,11	61,85	63,94
f <sup>1</sup>	37,00	37,77	33,71	42,46	36,27	49,27	66,05	37,54	52,32	50,76	49,22	53,13	62,80	55,80	62,24
m <sup>1</sup>	47,56	38,54	39,53	39,95	42,40	37,26	30,55	41,46	33,41	36,98	35,92	36,43	24,21	31,24	33,75
c <sup>1</sup>	15,43	25,69	26,76	17,59	21,33	13,47	5,59	21,00	14,27	13,16	14,86	10,44	10,99	12,96	4,01
n	77,20	88,78	90,93	88,37	85,76	88,76	76,16	89,84	86,12	86,53	87,46	87,43	88,68	82,91	81,25
t	1,81	2,63	0,73	2,54	1,75	1,57	1,72	0,97	2,32	2,92	1,76	1,62	0,77	3,42	2,09
ψ	6,91	9,29	0,64	8,64	6,01	6,18	11,11	9,55	6,30	5,35	-	9,21	12,02	5,93	7,73
A <sup>1</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Q	-10,19	-9,38	-1,70	-8,14	-7,64	0,89	8,14	-1,90	0,87	-0,09	0,72	2,29	-2,45	1,34	5,37
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2,23	5,21	6,60	5,00	3,96	5,20	2,10	3,82	4,08	4,24	4,59	4,58	3,15	3,19	2,05
Нормативный состав пород и состав нормативных минералов по CIPW (мас. % норм. мол.)															
ap	0,23	0,37	0,09	0,32	0,21	0,25	1,54	0,09	0,16	0,14	0,16	0,21	0,21	0,44	0,46
il	2,15	3,19	0,95	3,10	2,13	2,09	2,39	1,25	3,10	3,89	2,34	2,05	0,95	4,54	2,87
or	5,97	2,84	2,56	2,95	3,13	3,90	8,10	2,60	4,37	4,02	3,72	4,20	3,49	5,26	6,62
ab	19,04	21,15	22,34	21,15	17,77	29,02	24,57	21,66	25,55	24,37	24,45	27,50	25,72	24,05	26,99
an	30,49	28,78	34,55	29,32	30,70	25,90	20,57	31,41	24,91	24,63	26,10	26,15	35,64	26,37	30,67
№ Pl	60	56	59	57	62	46	44	58	48	49	50	47	57	51	52
ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	0,41	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	3,41	4,89	0,26	4,35	3,16	2,35	3,62	4,18	2,55	2,36	-	3,28	3,58	2,29	2,06
Di	14,37	23,60	21,46	16,74	21,60	9,66	-	17,81	11,25	11,34	12,01	6,95	6,18	9,07	1,06
wo <sub>комп.</sub>	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	-	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0
fs <sub>комп.</sub>	16,44	16,64	21,97	19,15	18,15	24,50	-	16,82	26,28	24,98	27,78	24,47	30,88	27,42	27,85
en <sub>комп.</sub>	33,56	33,36	28,03	50,85	31,85	25,50	-	33,18	23,72	25,02	22,22	25,53	19,12	22,58	22,11
Hу	4,81	2,35	13,12	10,58	8,14	22,96	24,92	17,49	23,17	26,29	27,91	21,91	18,02	22,59	20,14
fs <sub>комп.</sub>	32,89	33,27	43,93	38,30	36,30	49,90	58,90	33,64	52,57	49,96	55,55	48,94	61,76	54,84	55,70
en <sub>комп.</sub>	67,11	66,73	56,07	61,70	63,70	51,10	41,10	66,36	47,43	50,04	44,45	51,06	38,24	45,16	44,30
Ol	15,73	11,10	3,35	9,42	11,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fa <sub>комп.</sub>	32,89	33,27	43,93	38,30	36,30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fo <sub>комп.</sub>	67,11	66,73	56,07	61,70	63,70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Q	-	-	-	-	-	1,22	10,72	1,67	2,84	1,84	0,72	4,62	0,99	3,19	6,31

Продолжение табл. 3

Характеристика	Сиенито-диориты												Диорит	Граниты	
	Д. и г.-л.														
	Ср (10)	35	37	68	68a	70	74	74a	77	79	24a	76a			Ср (11)
	61	62	63	64	656	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75
Характеристики по А.Н. Заваричкому															
a	8,05	12,89	12,41	9,42	9,09	14,28	11,16	11,00	11,78	12,10	7,57	11,77	11,28	9,73	11,01
c	6,97	8,12	3,33	4,32	4,39	6,55	7,38	5,89	8,32	7,20	5,38	6,90	6,50	6,74	1,60
b	22,76	11,31	13,35	25,83	27,45	12,23	17,12	19,11	13,05	9,77	27,42	16,20	16,73	19,61	5,28
s	62,21	67,69	70,91	60,43	59,07	66,94	64,34	64,00	66,85	70,92	59,63	65,13	65,49	63,92	82,11
Г	52,91	53,41	75,44	59,50	61,53	58,65	59,33	61,05	70,39	62,88	49,31	63,69	63,91	57,89	75,25
m'	34,61	33,22	18,80	34,80	33,28	24,54	23,34	21,46	26,83	24,09	35,22	25,14	30,37	32,70	8,17
c'	12,49	13,37	-	-	-	16,78	17,34	-	2,78	11,04	15,47	11,17	5,72	9,41	-
n	85,39	91,13	63,94	59,65	59,82	68,92	85,39	86,52	86,22	83,74	75,39	85,46	77,34	80,48	61,33
t	1,92	1,57	1,39	1,77	1,85	2,11	3,15	2,55	2,08	0,84	2,82	4,87	2,25	2,09	0,41
φ	7,07	5,72	10,54	8,21	11,73	7,04	10,97	11,86	6,63	4,53	10,57	5,79	9,61	8,23	10,35
A'	-	-	5,76	5,70	5,20	-	-	17,49	-	-	-	-	-	-	14,58
Q	1,34	1,49	13,66	-2,30	-4,44	-1,23	-1,03	0,10	1,84	10,44	-1,25	-0,19	1,90	1,63	40,61
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	3,85	6,76	1,17	0,97	0,98	1,46	3,85	4,22	4,12	3,39	2,02	3,87	2,25	2,71	1,04
Нормативный состав пород и состав нормативных минералов по CIPW (мас. % норм. мод.)															
ap	0,35	0,35	0,79	0,16	0,19	0,25	0,39	0,35	0,42	0,60	0,49	0,39	0,39	0,37	0,21
il	2,54	2,22	2,13	2,34	2,34	3,00	4,16	3,48	2,87	1,25	3,61	6,69	3,10	2,83	0,76
or	4,61	4,37	17,73	15,19	14,36	17,26	6,15	5,79	6,15	7,62	7,33	6,62	9,87	7,39	17,75
ab	25,39	42,31	29,62	21,15	20,14	36,05	33,85	35,03	36,22	36,98	21,15	36,64	31,73	28,69	26,49
an	27,31	31,03	10,97	16,81	16,74	25,46	27,81	22,04	31,47	27,87	21,13	26,64	25,08	26,17	6,06
№ P1	50	41	26	43	44	40	44	37	45	42	48	41	43	46	18
ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	1,37	1,25	1,22	-	-	2,75	-	-	-	-	-	-	0,88
Mt	2,62	1,03	2,32	3,52	5,26	1,59	2,94	3,68	1,36	0,68	4,74	1,51	2,58	2,61	1,77
Di	8,50	4,01	-	-	-	6,14	8,49	-	0,17	2,11	12,67	4,97	2,17	5,14	-
wo	50,0	50,0	-	-	-	50,0	50,0	-	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	-
fs <sub>комп.</sub>	25,86	25,79	-	-	-	29,92	28,54	-	32,49	32,93	21,84	29,25	28,64	27,11	-
en <sub>комп.</sub>	24,14	24,21	-	-	-	20,08	21,46	-	17,51	17,07	28,16	20,75	21,36	22,89	-
Hu	22,54	10,42	16,69	34,00	33,40	9,34	10,64	18,07	16,36	11,51	21,38	13,69	18,44	20,40	4,80
fs <sub>комп.</sub>	51,71	51,58	73,54	55,29	54,57	59,84	57,09	61,81	64,98	65,85	43,68	58,50	57,27	54,22	82,99
en <sub>комп.</sub>	48,29	48,42	26,46	44,71	45,43	40,16	42,91	38,19	35,02	34,15	56,32	41,50	42,73	45,78	17,07
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fa <sub>комп.</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fo <sub>комп.</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Q	3,38	2,24	15,11	2,22	1,76	0,21	1,69	6,19	2,82	9,63	2,92	1,26	3,84	3,63	38,92

Окончание табл. 3

Характеристика	Граниты														
	39	39a	40a	41	42	44a	45a	45б	46	71a	73	73a	60a	43	Ср (15)
	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90
Характеристики по А.Н. Заваришкому															
a	12,90	12,67	12,71	13,21	13,13	12,98	12,86	9,65	12,87	9,84	10,34	9,22	14,84	12,56	12,10
c	0,73	0,73	0,26	0,79	0,45	1,00	0,60	0,76	0,73	1,55	1,97	1,07	0,35	0,93	1,08
b	2,79	3,32	4,88	2,83	3,26	3,08	5,41	7,36	5,54	7,15	6,37	7,95	4,71	3,77	4,36
s	83,58	83,29	82,16	83,17	83,16	82,94	81,13	82,22	80,86	81,48	81,32	81,79	80,11	82,75	82,45
f	65,71	67,41	60,82	82,34	68,24	70,74	59,61	40,13	59,14	45,97	43,32	35,55	36,87	62,28	61,27
m'	13,42	7,86	8,62	11,53	6,46	10,60	21,47	5,82	18,39	14,78	27,57	15,01	18,83	11,40	15,54
c'	-	-	-	-	-	18,66	-	-	-	-	-	-	44,30	-	-
n	51,39	52,35	51,84	54,26	54,26	56,94	53,66	75,87	44,98	58,38	64,82	72,91	98,79	51,29	60,10
t	0,25	0,26	0,26	0,30	0,28	0,30	0,31	0,42	0,21	0,40	0,53	0,42	0,20	0,29	0,32
φ	27,09	23,31	21,58	24,44	33,64	26,74	16,25	11,16	18,56	11,73	2,65	1,57	8,64	12,61	16,83
A'	20,07	24,73	30,56	6,15	25,30	-	18,92	54,06	22,47	39,25	29,10	49,45	-	26,32	23,19
Q	40,62	40,50	38,64	39,14	39,61	38,93	35,94	44,37	35,25	41,72	40,00	44,00	30,19	39,45	39,63
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0,70	0,72	0,71	0,78	0,78	0,87	0,76	2,07	0,54	0,92	1,21	1,77	53,85	0,69	0,99
Нормативный состав пород и состав нормативных минералов по CIPW (мас. % норм. мол.)															
ap	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05	0,07	0,19	0,42	0,21	0,16	0,25	0,21	-	0,05	0,14
il	0,47	0,49	0,49	0,57	0,53	0,57	0,57	0,76	0,38	0,74	0,97	0,80	0,38	0,55	0,61
or	26,59	25,59	26,12	25,59	25,59	23,64	24,82	9,40	28,78	16,90	15,01	10,58	0,77	25,59	20,15
ab	26,49	26,49	26,49	28,60	28,60	29,45	27,08	27,84	22,17	22,34	26,06	26,82	59,23	25,39	28,60
an	2,95	2,95	0,96	3,13	1,80	4,22	1,96	1,90	2,39	5,94	7,42	3,93	1,48	3,74	4,12
№ Pl	9	9	3	9	6	12	6	6	9	20	21	12	2	12	12
ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C	0,50	0,68	1,21	0,21	0,69	-	0,97	3,37	1,14	2,28	1,67	3,26	-	0,81	0,92
Mt	1,35	1,36	1,87	1,22	1,94	1,45	1,52	1,38	1,74	1,44	0,29	0,26	0,72	0,83	1,28
Di	-	-	-	-	-	1,91	-	-	-	-	-	-	6,63	-	-
wo <sub>комп.</sub>	-	-	-	-	-	50,0	-	-	-	-	-	-	50,0	-	-
fs <sub>комп.</sub>	-	-	-	-	-	34,05	-	-	-	-	-	-	26,04	-	-
en <sub>комп.</sub>	-	-	-	-	-	15,95	-	-	-	-	-	-	23,96	-	-
Hу	1,57	2,13	3,03	2,60	1,03	0,92	5,01	3,25	4,51	4,88	6,68	6,34	-	3,41	3,60
fs <sub>комп.</sub>	56,92	76,79	73,66	76,22	62,46	68,09	58,76	76,28	60,53	61,65	54,17	65,42	-	76,43	65,81
en <sub>комп.</sub>	43,08	23,21	26,34	23,78	37,54	31,91	41,24	23,72	39,47	38,35	45,83	34,58	-	23,57	34,19
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fa <sub>комп.</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fo <sub>комп.</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Q	38,80	38,92	38,49	36,96	38,77	36,71	34,64	43,69	33,64	40,98	37,84	44,37	28,50	37,22	37,79

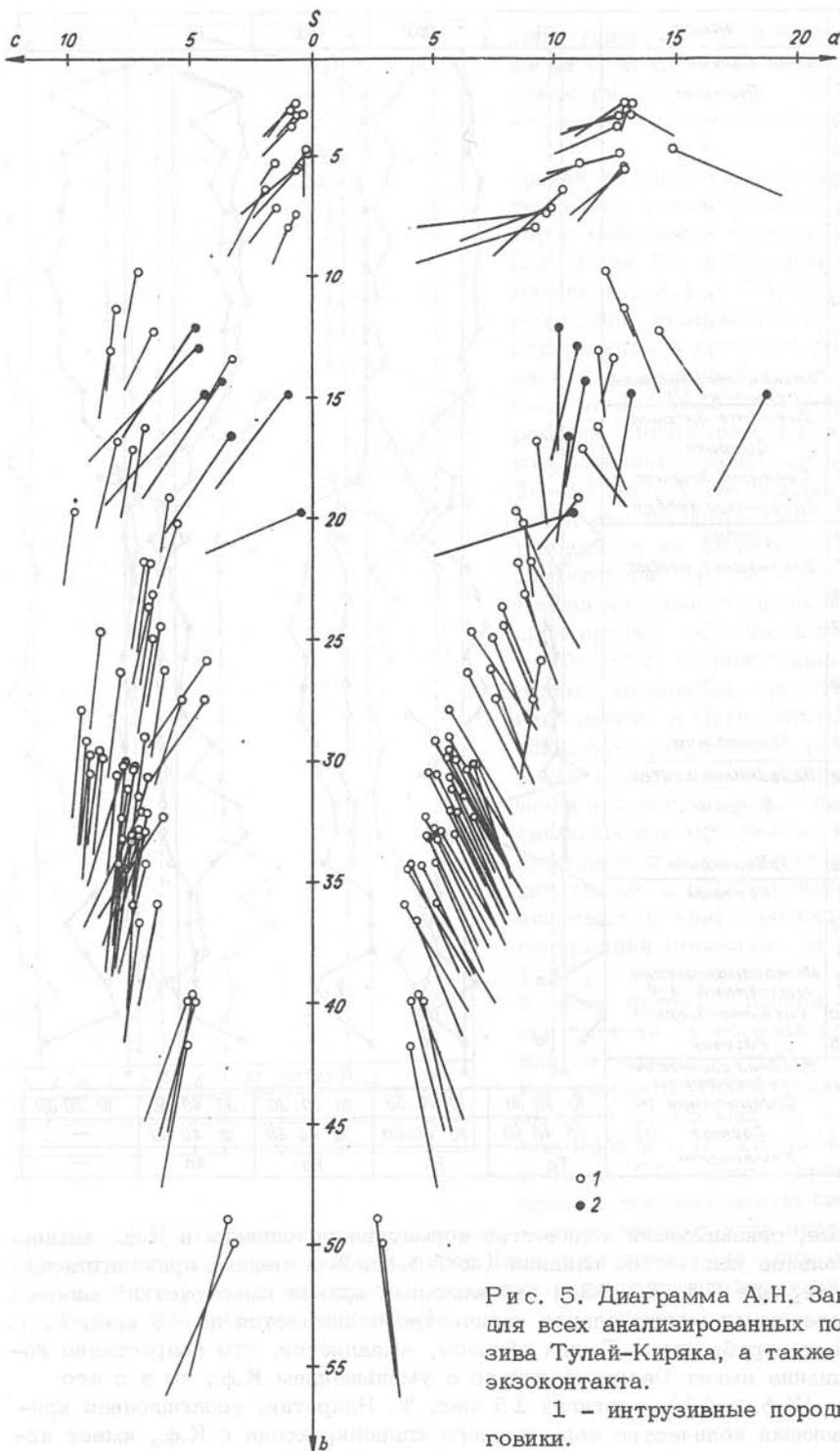
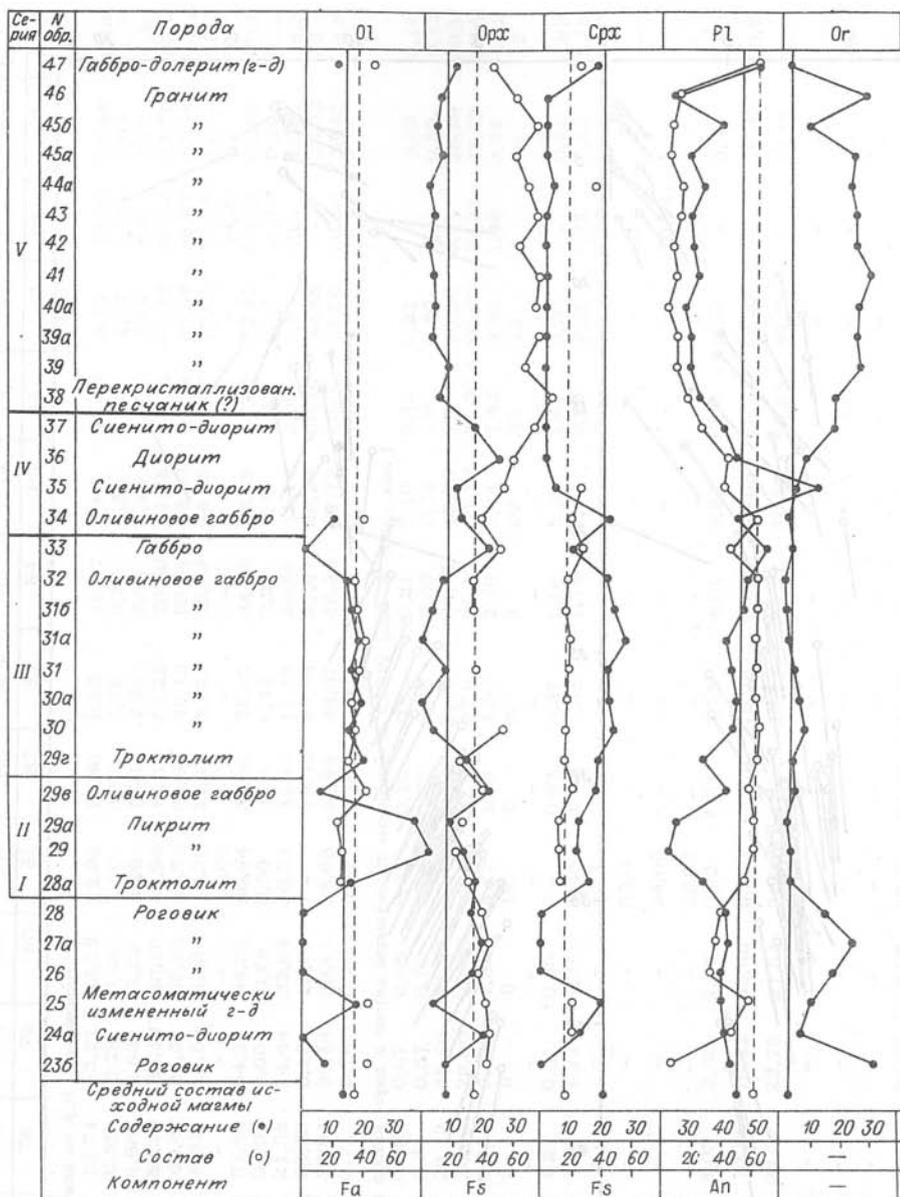


Рис. 5. Диаграмма А.Н. Заварицкого для всех анализированных пород интрузива Тулай-Кирыка, а также роговиков экзоконтакта.

1 - интрузивные породы; 2 - роговики.



На диаграмме, связывающей количество нормативного оливина и К.ф., видно, что минимальное количество оливина (до 5 мас. % и менее) приходится на базиты в интервале К.ф. 60–62 и эволюционная кривая имеет четкий минимум, в то время как максимальное количество поднимается до 40 мас. %, отвечая уже ультрабазитам. Таким образом, выявляется, что возрастание количества оливина имеет место не только с уменьшением К.ф., но и с его увеличением (К.ф. > 62), достигая 15 мас. %. Напротив, эволюционная кривая, связывающая количество нормативного клинопироксена с К.ф., имеет явный максимум, приходящийся на интервал К.ф. = 54–56, а с дальнейшим повышением и понижением К.ф. наблюдается плавное уменьшение количества клинопироксена в общем интервале от 25–30 до 0 мас. %. Эволюционная

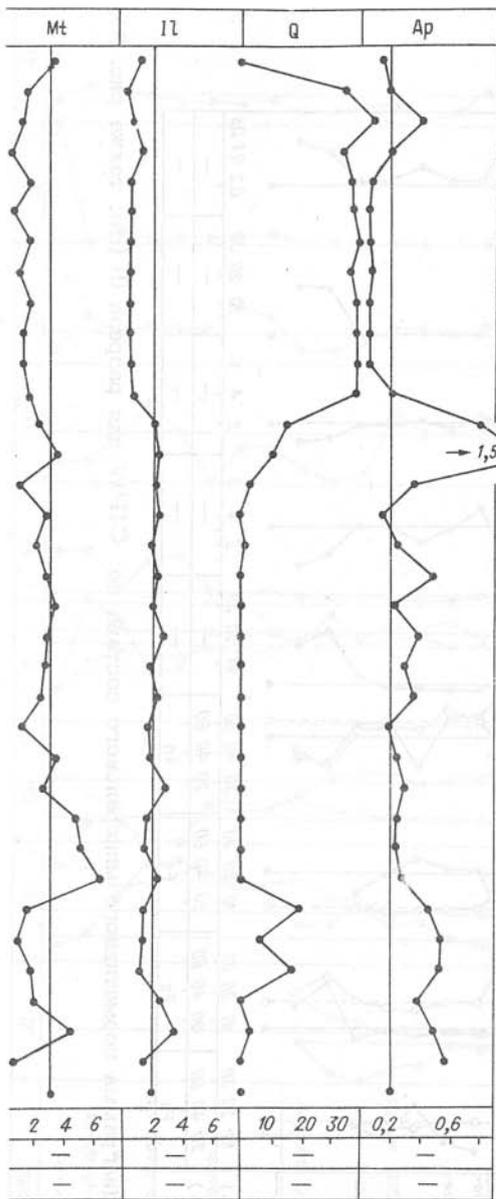


Рис. 6. Вариационная диаграмма нормативного минерального состава по CIPW для разреза II (см. также рис. 2).

кривая главного тренда для ортопироксена имеет сложный характер с небольшим минимумом при К.ф. около 55 и большим максимумом при К.ф. = 74–78. Второй тренд, отвечающий гранитам с отрицательной линейной корреляцией с величиной К.ф., включает в себя от 10 до 2 мас. % ортопироксена. Положительная линейная корреляционная связь наблюдается у 20–60 мас. % плагиоклаза с К.ф. пород для главного тренда от ультрабазитов до диоритов. Напротив, для второго тренда – для гранитоидов линейная корреляция уже отрицательная, включая диапазон 45–30 мас. % плагиоклаза. Сумма рудных минералов, представленных ильменитом и магнетитом, для главного тренда слабо возрастает, а для гранитоидного тренда уменьшается с ростом К.ф. Диаграмма, связывающая содержание в породах ортоклаза с К.ф., имеет два четких тренда с положительной линейной связью, но различающихся уровнем содержаний ортоклаза (в главном 1–15, в гранитоидном – 15–25 мас. %, реже более). Среднее содержание апатита в породах практически не зависит от К.ф. Содержание кварца в породах главного тренда от 0 до 15 мас. %, в гранитоидном тренде – от 25 до 40 мас. % и более. Оба тренда характеризуют прямую положительную связь со-

держания кварца с величиной К.ф. пород. Хорошо обособляется здесь группа фигуративных точек роговиковых пород (как и на диаграммах для ортоклаза, плагиоклаза и рудных минералов), располагающаяся на продолжении гранитоидного тренда в диапазоне К.ф. 62–72.

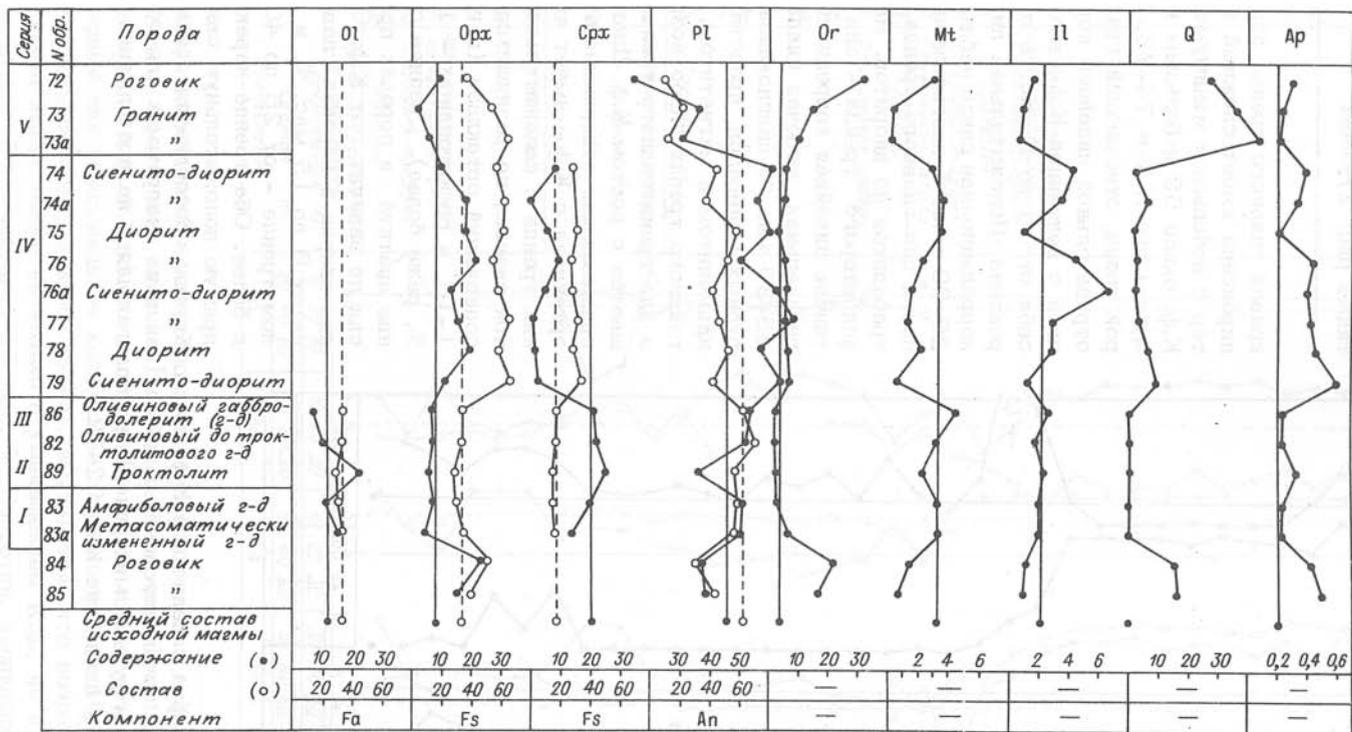


Рис. 7. Вариационная диаграмма нормативного минерального состава по CIPW для разреза III (см. также рис. 3).

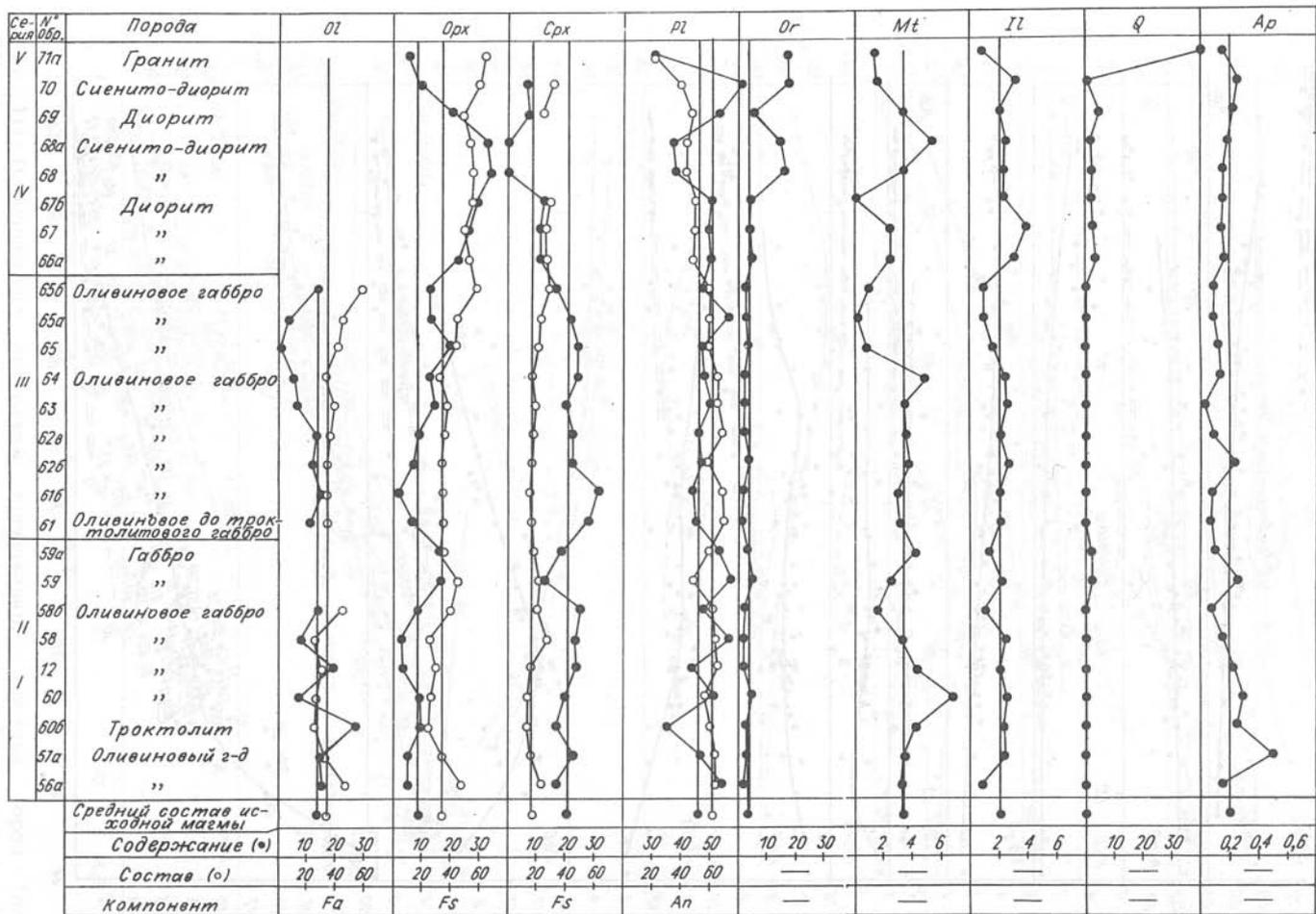


Рис. 8. Вариационная диаграмма нормативного состава по CIPW для разреза IV (см. также рис. 4)



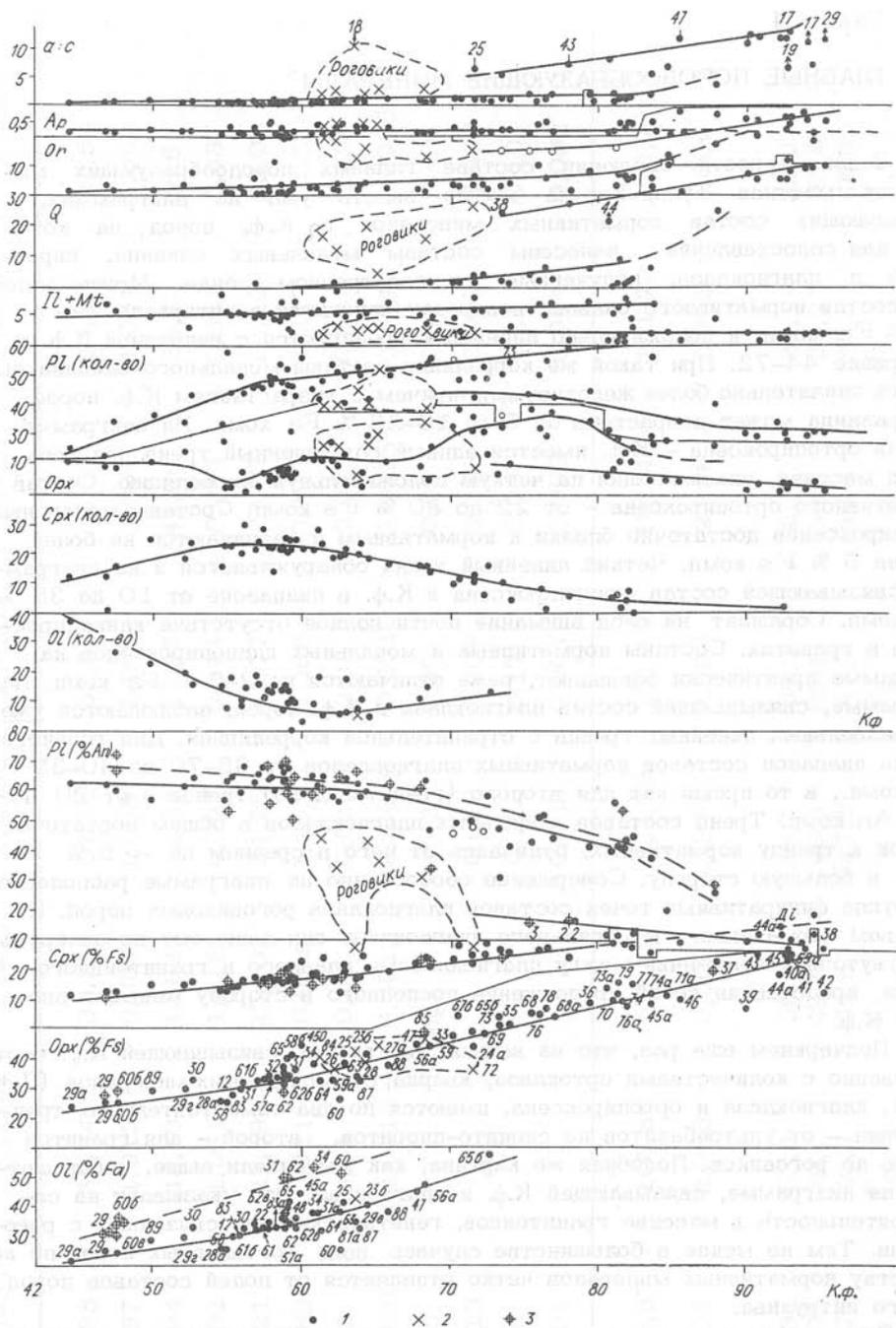


Рис. 10. Вариационная диаграмма нормативного состава пород (по SIPW) в зависимости от К.ф. для интрузива Тулай-Киряка и роговиков экзоконтакта.

1 - интрузивные породы; 2 - роговики; 3 - состав минералов, определенный на электронном зонде.

## ГЛАВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Закономерности эволюции состава главных породообразующих минералов массива Тулай-Кирыка можно видеть уже на диаграммах, связывающих состав нормативных минералов с К.ф. пород, на которые для сопоставления нанесены составы модальных оливина, пироксенов и плагиоклаза, полученные на электронном зонде. Можно видеть, что состав нормативного оливина в породах находится в интервале 22–58 %  $Fa$  комп. и положительно линейно коррелируется с величиной К.ф. в интервале 44–72. При такой же корреляции составы модального оливина оказались значительно более железистыми, причем с возрастанием К.ф. пород эта разница может возрасть от 5 до 10–25 %  $Fa$  комп. На диаграмме состав ортопироксена – К.ф. имеет единый совмещенный тренд для всех пород массива, указывающий на четкую положительную корреляцию. Состав нормативного ортопироксена – от 22 до 80 %  $Fs$  комп. Составы модальных ортопироксенов достаточно близки к нормативным и различаются не более чем на 5 %  $Fs$  комп. Четкий линейный тренд обнаруживается и на диаграмме, связывающей состав клинопироксена и К.ф. в диапазоне от 10 до 35 %  $Fs$  комп. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие клинопироксенов в гранитах. Составы нормативных и модальных клинопироксенов на диаграмме практически совпадают, реже отличаются на 2–5 %  $Fs$  комп. На диаграмме, связывающей состав плагиоклаза и К.ф. пород, наблюдаются уже два раздельных линейных тренда с отрицательной корреляцией. Для главного тренда диапазон составов нормативных плагиоклазов от 65–70 до 40–35 %  $An$  комп., в то время как для второго (гранитоидного) тренда – от 20 до 2 %  $An$  комп. Тренд составов модальных плагиоклазов в общем достаточно близок к тренду нормативных, отличаясь от него в среднем на  $\sim 5$  %  $An$  комп. в большую сторону. Совершенно обособленно на диаграмме располагается группа фигуративных точек составов плагиоклаза роговиковых пород. По составам нормативного и модального плагиоклаза они занимают на диаграмме промежуточное положение между плагиоклазами главного и гранитоидного тренда, представляя собой продолжение последнего в сторону меньших значений К.ф.

Подчеркнем еще раз, что на каждой диаграмме, связывающей К.ф. соответственно с количествами ортоклаза, кварца, суммой рудных минералов ( $Pl + Mt$ ), плагиоклаза и ортопироксена, имеются по два самостоятельных тренда. Один – от ультрабазитов до сиенито-диоритов, второй – для гранитов вплоть до роговиков. Подобная же картина, как мы видели выше, наблюдается и на диаграмме, связывающей К.ф. и плагиоклаз. Это указывает на самостоятельность в массиве гранитоидов, генетически явно связанных с роговиками. Тем не менее в большинстве случаев поле роговиковых пород по количеству нормативных минералов четко отделяется от полей составов пород самого интрузива.

Полные составы модальных оливина, орто- и клинопироксена, плагиоклаза, ортоклаза, а также роговой обманки и биотита получены на электронном зонде типа "Камебакс" (ИГиГ СО АН СССР) и приводятся в табл. 4–8, где имеются и вычисленные для них соответствующие формульные количества. По-

Таблица 4. Химический состав оливинов интрузива Тулай-Кирыка

Компонент	ХТ-31	ХТ-34	ХТ-60	ХТ-60В <sub>1</sub>	ХТ-60В <sub>1</sub>	ХТ-62 <sub>1</sub>	ХТ-60В <sub>2</sub>	ХТ-29 <sub>1</sub>
SiO <sub>2</sub>	34,88	35,34	35,12	37,21	37,97	35,58	37,79	37,54
Si	0,997	1,012	0,998	1,003	1,002	1,004	1,001	1,000
FeO	41,94	43,89	42,82	32,52	27,83	41,66	28,73	28,61
Fe	1,002	1,051	1,018	0,727	0,614	0,983	0,637	0,637
MgO	23,21	21,59	23,20	31,25	34,77	23,67	34,10	34,05
Mg	0,989	0,921	0,983	1,255	1,368	0,995	1,347	1,352
CaO	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,05	0,03	0,03
Ca	0,0010	0,0012	0,0012	~0,0006	0,0010	0,0015	0,0010	0,0010
MnO	0,55	He опр.		0,43	0,39	0,53	0,41	0,40
Mn	0,013	"		0,010	0,009	0,013	0,009	0,009
NiO	0,06	"		0,13	0,17	0,00	0,17	0,10
Ni	0,001	"		0,003	0,004	0,000	0,004	0,002
Сумма оксидов...	100,67	100,86	101,18	101,29	101,15	101,48	101,22	100,73
Сумма катионов...	3,003	2,965	3,000	2,997	2,998	2,996	2,999	3,000
Состав:								
Fa	50,3	53,3	50,9	36,7	30,9	49,7	32,1	32,0
Fo	49,7	46,7	49,1	63,3	69,1	50,3	67,9	68,0
К.ф.	58,7	60,8	62,5	47,5	47,5	58,8	47,5	46,9
Порода	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>п</sub>

Окончание табл. 4

Компонент	ХТ-29 <sub>2</sub>	ХТ-29 <sub>3</sub>	ХТ-60В <sub>3</sub>	ХТ-60В <sub>4</sub>	ХТ-60Б <sub>2</sub>	ХТ-60Б <sub>3</sub>	ХТ-62 <sub>2</sub>	ХТ-82 <sub>1</sub>	ХТ-82 <sub>2</sub>
SiO <sub>2</sub>	38,19	38,82	37,05	36,82	36,15	36,47	35,94	36,27	35,91
Si	1,003	0,988	0,990	1,018	0,987	0,989	0,982	1,001	1,000
FeO	28,59	28,65	27,29	30,09	32,05	32,65	32,57	39,19	39,28
Fe	0,628	0,642	0,611	0,661	0,731	0,740	0,746	0,905	0,915
MgO	34,59	34,48	35,26	33,31	31,85	31,74	31,61	26,15	25,78
Mg	1,354	1,381	1,408	1,302	1,295	1,281	1,288	1,076	1,070
CaO	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03
Ca	0,0012	0,0010	0,0010	0,0010	0,0012	0,0010	0,0010	0,0012	0,0010
MnO	0,39		Не определялось					0,58	0,60
Mn	0,009			"				0,014	0,014
NiO	0,10			"				0,06	0,04
Ni	0,002			"				0,001	0,001
Сумма оксидов...	101,90	100,01	99,64	100,27	100,10	100,94	100,20	102,28	101,63
Сумма катионов...	2,997	3,011	3,009	2,981	3,013	3,010	3,016	2,999	3,000
Состав:									
Fa	31,7	31,7	30,2	33,7	36,1	36,6	36,6	45,6	46,1
Fo	68,3	68,3	69,8	66,3	63,9	63,4	63,4	54,4	53,9
К.ф.	46,9	46,9	47,5	47,5	47,5	47,5	58,8	59,0	59,0
Порода	Г <sub>п</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>ол</sub>

Примечание. Определение химических составов минералов, приводимых в табл. 4-8, проведено Н.А. Ткаченко и О.С. Хмельниковой на электронном зонде "Camebax" (ИГиГ СО АН СССР). Условные обозначения в этих таблицах: Г<sub>п</sub> - перидотиты и пикриты, Г<sub>ол</sub> - оливиновые габбро, Г - габбро, Диор. - диориты, Гр - граниты, Г<sub>лейк</sub> - габбро лейкократовое, Кв-Би - кварц-биотитовый.

Таблица 5. Химический состав пироксенов интрузива Тулай-Кирыка

Компонент	ХТ-31	ХТ-34	ХТ-37	ХТ-47	ХТ-48	ХТ-57А	ХТ-58	ХТ-59	ХТ-60
SiO <sub>2</sub>	52,27	52,73	49,84	51,69	52,21	53,80	52,99	51,76	52,37
Si	1,974	1,973	1,997	1,947	1,946	1,995	2,004	1,984	1,972
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,26	0,22	1,01	0,44	0,27	0,10	He опр.	0,27
Ti	0,009	0,007	0,007	0,029	0,012	0,007	0,003	"	0,008
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,03	0,64	1,43	1,68	1,87	0,90	0,52	"	1,21
Al	0,046	0,028	0,068	0,075	0,082	0,039	0,023	"	0,054
FeO	10,19	9,36	39,34	13,71	8,64	8,48	9,62	14,49	10,62
Fe	0,322	0,293	1,318	0,432	0,269	0,263	0,304	0,465	0,335
MgO	14,15	14,45	9,45	14,56	16,33	14,48	13,08	10,72	13,80
Mg	0,797	0,806	0,565	0,818	0,907	0,801	0,738	0,612	0,777
CaO	20,76	22,39	0,20	16,76	19,55	21,96	22,39	23,00	21,05
Ca	0,840	0,897	0,008	0,676	0,781	0,872	0,908	0,945	0,849
Na <sub>2</sub> O	0,21	0,03	0,01	0,30	0,05	0,04	0,30	He опр.	0,06
Na	0,015	0,002	0,001	0,022	0,004	0,003	0,002	"	0,004
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	"	0,00
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	"	0,000
Сумма ок- сидов...	98,92	99,87	100,52	99,72	99,11	99,93	98,74	100,27	99,38
Сумма катио- нов...	4,002	4,007	3,964	3,998	4,002	3,980	3,983	4,016	3,996
Состав:									
En	40,7	40,4	29,9	42,5	46,4	41,4	37,8	30,3	39,6
Wo	42,9	44,9	0,4	35,1	39,9	45,0	46,6	46,7	43,3
Fs	16,4	14,7	69,7	22,4	13,7	13,6	15,6	23,0	17,1
f <sup>1</sup>	28,8	26,7	70,0	34,6	22,9	24,7	29,2	43,2	30,1
К.ф.	58,7	60,8	87,8	67,9	59,5	57,9	55,0	68,5	62,5
Порода	Г ол	Г ол	Сиенито- диорит	Г	Г	Г ол	Г ол	Г	Г ол

Окончание табл. 5

Компонент	ХТ-60Б	ХТ-61	ХТ-62	ХТ-64	ХТ-66А	ХТ-81А	ХТ-82	ХТ-85	ХТ-29 <sup>1</sup>	ХТ-29 <sup>2</sup>
SiO <sub>2</sub>	54,19	52,57	54,27	52,41	52,34	52,50	52,69	52,26	53,00	52,55
Si	1,988	1,981	1,987	1,972	2,005	1,975	1,975	2,002	1,977	1,968
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,12	0,13	0,59	0,09	0,28	0,33	0,11	0,12	0,37
Ti	0,003	0,003	0,004	0,017	0,003	0,008	0,009	0,003	0,003	0,011
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	0,64	0,46	1,34	0,44	1,36	1,26	0,61	0,48	1,55
Al	0,022	0,028	0,020	0,060	0,020	0,060	0,056	0,028	0,022	0,068
FeO	18,91	9,62	18,63	10,05	14,42	8,57	9,52	29,55	17,22	6,52
Fe	0,580	0,303	0,570	0,316	0,462	0,270	0,298	0,947	0,536	0,202
MgO	25,08	13,98	25,24	13,65	11,09	14,37	13,99	17,35	25,99	15,39
Mg	1,372	0,785	1,378	0,766	0,633	0,806	0,782	0,991	1,445	0,860
CaO	0,82	22,13	1,02	21,12	20,92	21,31	21,41	0,26	0,73	21,70
Ca	0,032	0,893	0,040	0,851	0,859	0,859	0,859	0,011	0,027	0,871
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,18	0,02	0,03	0,02	0,25	0,25	0,01	0,02	0,20
Na	0,001	0,013	0,001	0,002	0,002	0,018	0,018	0,001	0,002	0,014
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	-	-
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-	-
Сумма оксидов ...	99,63	99,24	99,78	99,20	99,33	98,64	99,45	100,16	97,56	98,28
Сумма катионов...	3,998	4,008	4,000	3,983	3,983	3,996	3,997	3,982	4,011	3,994
Состав:										
En	69,2	39,6	69,3	39,6	32,4	41,6	40,3	50,8	71,9	44,5
Wo	1,6	45,1	2,0	44,0	44,0	44,4	44,3	5,6	1,3	45,0
Fs	29,2	15,3	28,7	16,3	23,6	13,9	15,4	48,6	26,7	10,5
f <sup>†</sup>	29,7	27,8	29,3	29,2	42,2	25,1	27,6	28,9	27,0	19,0
К.ф.	47,5	57,3	58,8	61,3	73,6	63,6	59,0	68,2	46,9	46,9
Порода	Г <sub>п</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>ол</sub>	Кв-Би Роговик	Г <sub>п</sub>	Г <sub>п</sub>

Таблица 6. Химический состав полевых шпатов интрузива Тулай-Киряка

Компонент	ХТ-34	ХТ-37	ХТ-38	ХТ-44А	ХТ-47	ХТ-48	ХТ-57А	ХТ-58	ХТ-60	ХТ-60А	ХТ-60Б	ХТ-60В
SiO <sub>2</sub>	52,92	61,30	65,07	65,09	52,24	55,04	53,65	54,13	51,09	68,05	50,54	49,64
Si	2,395	2,724	3,005	3,016	2,375	2,485	2,425	2,446	2,334	2,983	2,311	2,315
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,03	0,01	0,00	0,06	0,06	0,04	0,06	0,02	0,02	0,00	0,01
Ti	0,002	0,001	0,000	0,000	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,30	24,78	18,77	18,25	30,19	28,83	29,68	29,30	31,07	19,57	31,16	27,43
Al	1,616	1,298	1,022	0,997	1,618	1,534	1,581	1,561	1,673	1,011	1,679	1,508
FeO	0,03	0,02	0,00	0,03	0,43	0,17	0,07	0,06	0,12	0,15	0,21	0,93
Fe	0,001	0,001	0,000	0,001	0,016	0,006	0,002	0,002	0,005	0,006	0,008	0,036
MgO	0,03	0,00	0,01	0,02	0,02	0,04	0,02	0,05	0,03	0,01	0,07	2,45
Mg	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	0,003	0,001	0,003	0,002	0,001	0,005	0,170
CaO	11,95	5,47	0,03	0,02	12,44	9,82	11,32	10,83	13,02	0,29	13,92	15,03
Ca	0,580	0,260	0,002	0,001	0,606	0,475	0,548	0,524	0,638	0,014	0,682	0,751
Na <sub>2</sub> O	4,50	7,72	0,31	0,28	4,36	5,38	5,03	5,17	3,91	11,55	3,68	3,28
Na	0,395	0,666	0,027	0,025	0,384	0,471	0,441	0,453	0,347	0,982	0,326	0,296
K <sub>2</sub> O	0,09	0,30	14,95	15,41	0,09	0,18	0,10	0,23	0,11	0,17	0,03	0,05
K	0,005	0,017	0,881	0,911	0,005	0,010	0,006	0,013	0,006	0,010	0,002	0,003
Сумма оксидов...	99,88	99,62	99,14	99,11	99,83	99,51	99,91	99,82	99,38	99,81	99,61	98,83
Сумма катионов...	4,995	4,967	4,938	4,954	5,008	4,987	5,007	5,004	5,005	5,006	5,013	5,080
Состав:												
An	59,2	27,6	0,2	0,1	60,9	49,7	55,1	52,9	64,4	1,4	67,5	71,5
Ab	40,3	70,6	3,0	2,7	38,6	49,3	44,3	45,8	35,0	97,6	32,3	28,2
Or	0,5	1,8	96,8	97,2	0,5	1,0	0,6	1,3	0,6	1,0	0,2	0,3
К.ф. Порода	60,8	87,8	94,6	92,4	67,9	59,5	57,9	55,0	62,5	77,9	47,5	47,5
	Г <sub>ол</sub>	Сиенито-диорит	Гр	Гр	Г	Г	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>ол</sub>	Гр	Г <sub>п</sub>	Г <sub>п</sub>

Окончание табл. 6

Компонент	ХТ-61	ХТ-62	ХТ-64	ХТ-65	ХТ-65	ХТ-66А	ХТ-75	ХТ-81А	ХТ-82 вро- стки в РХ	ХТ-82 крупн.	ХТ-85	ХТ-88
SiO <sub>2</sub>	50,93	50,15	52,16	60,39	67,76	54,97	54,83	50,45	53,11	52,01	59,88	51,16
Si	2,307	2,309	2,364	2,687	2,975	2,499	2,486	2,329	2,410	2,373	2,689	2,346
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,01	0,07	0,02	0,00	0,08	0,07	0,01	0,02	0,01	0,01	0,06
Ti	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,003	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,03	31,02	30,68	24,94	19,70	28,08	28,37	30,64	29,62	29,90	24,76	30,74
Al	1,710	1,683	1,639	1,308	1,019	1,504	1,516	1,667	1,548	1,608	1,310	1,661
FeO	0,08	0,14	0,09	0,13	0,16	0,08	0,11	0,26	0,26	0,78	0,26	0,10
Fe	0,003	0,005	0,003	0,005	0,006	0,003	0,004	0,010	0,010	0,030	0,010	0,004
MgO	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02
Mg	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002
CaO	13,62	13,88	12,46	6,76	0,70	9,74	10,58	13,54	12,07	12,59	6,66	12,71
Ca	0,661	0,685	0,605	0,322	0,033	0,475	0,514	0,670	0,587	0,616	0,320	0,625
Na <sub>2</sub> O	3,48	3,63	4,37	7,45	11,25	5,60	5,01	3,56	4,52	4,28	7,27	4,04
Na	0,305	0,324	0,384	0,643	0,958	0,493	0,441	0,318	0,397	0,379	0,633	0,359
K <sub>2</sub> O	0,06	0,08	0,23	0,50	0,10	0,47	0,35	0,05	0,15	0,14	0,29	0,13
K	0,003	0,004	0,014	0,028	0,006	0,027	0,020	0,003	0,009	0,008	0,016	0,008
Сумма ок- сидов...	100,24	98,94	100,08	100,21	99,69	99,05	99,33	98,52	99,77	99,75	99,13	98,98
Сумма ка- тионов...	4,992	5,013	5,013	4,994	4,997	5,006	4,984	4,998	5,000	5,016	4,980	5,005
Состав:												
An	68,2	67,6	60,3	32,5	3,3	47,7	52,7	67,6	59,1	61,4	33,0	63,0
Ab	31,5	32,0	38,3	64,7	96,1	49,5	45,2	32,1	40,0	37,8	65,3	36,2
Or	0,3	0,4	1,4	2,8	0,6	2,7	2,1	0,3	0,9	0,8	1,7	0,8
К.ф.	57,3	58,8	61,3	59,3	75,4	73,6	81,1	63,6	59,0	59,0	68,2	65,7
Порода	Г ол	Г ол	Г ол	Г	Сиенито- диорит	Г	Г лейк	Г ол	Г ол	Г ол	Кв-Би Роговик	Г

Таблица 7. Химический состав биотитов и амфиболов интрузива Тулай-Кирыка

Компонент	Биотиты					Роговые обманки				
	ХТ-34	ХТ-37	ХТ-57А	ХТ-61	ХТ-85	ХТ-29	ХТ-60Б <sub>1</sub>	ХТ-69 (1)	ХТ-69 (2)	ХТ-29 (2)
SiO <sub>2</sub>	37,24	35,13	36,39	36,69	36,05	44,13	44,02	50,51	50,24	44,44
Si	2,782	2,884	2,721	2,757	2,771	6,456	6,453	7,657	7,545	6,472
TiO <sub>2</sub>	4,71	0,36	4,80	5,75	3,30	2,83	3,01	0,12	0,35	3,19
Ti	0,264	0,022	0,270	0,325	0,191	0,311	0,332	0,014	0,040	0,349
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,65	12,19	15,27	14,40	14,74	10,91	10,97	3,01	3,27	10,85
Al	1,290	1,179	1,346	1,275	1,335	1,880	1,895	0,537	0,579	1,863
FeO	15,86	33,62	14,34	16,05	18,68	8,83	10,24	21,10	20,90	8,71
Fe	0,991	2,309	0,897	1,009	1,201	1,080	1,256	2,675	2,625	1,061
MgO	13,98	5,43	15,02	13,26	12,16	15,28	14,32	10,17	11,13	15,13
Mg	1,557	0,664	1,675	1,485	1,393	3,334	3,130	2,297	2,492	3,284
CaO	0,05	0,06	0,05	0,05	0,03	11,47	11,28	10,93	10,80	11,41
Ca	0,004	0,005	0,004	0,004	0,003	1,797	1,771	1,775	1,738	1,781
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,03	0,14	0,15	0,18	2,65	2,54	0,50	0,58	2,76
Na	0,016	0,005	0,021	0,022	0,027	0,751	0,720	0,148	0,170	0,779
K <sub>2</sub> O	8,66	8,37	8,67	8,67	9,45	0,62	0,73	0,32	0,23	0,52
K	0,825	0,876	0,827	0,831	0,926	0,116	0,137	0,062	0,045	0,097
H <sub>2</sub> O	4,50	4,50	4,50	4,50	4,50	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Сумма оксидов...	99,76	99,68	99,20	99,51	99,10	98,71	99,12	98,66	99,51	99,01
Сумма катионов...	7,729	7,945	7,760	7,707	7,847	15,726	15,696	15,166	15,233	15,685
f'	38,9	77,7	34,9	40,4	46,3	24,5	28,6	53,8	51,3	24,4
Si/Al	2,15	2,44	2,01	2,17	2,08	3,43	3,40	14,26	13,03	3,47
(Mg+Fe)/Al	1,97	2,52	1,90	1,96	1,95	2,35	2,31	9,26	8,84	2,33
(Na+K)/Al	0,65	0,75	0,63	0,67	0,71	0,46	0,45	0,39	0,37	0,47
К.ф.	60,8	87,8	57,9	57,3	68,2	46,9	47,5	46,9	72,2	46,9
Породы	Г ол	Сиенито-Г ол	Г ол	Г ол	Роговик	Г п	Г п	Диор.	Диор.	Г п

Таблица 8. Химический состав окисных рудных минералов интрузии Тулай-Киряка, мас. %

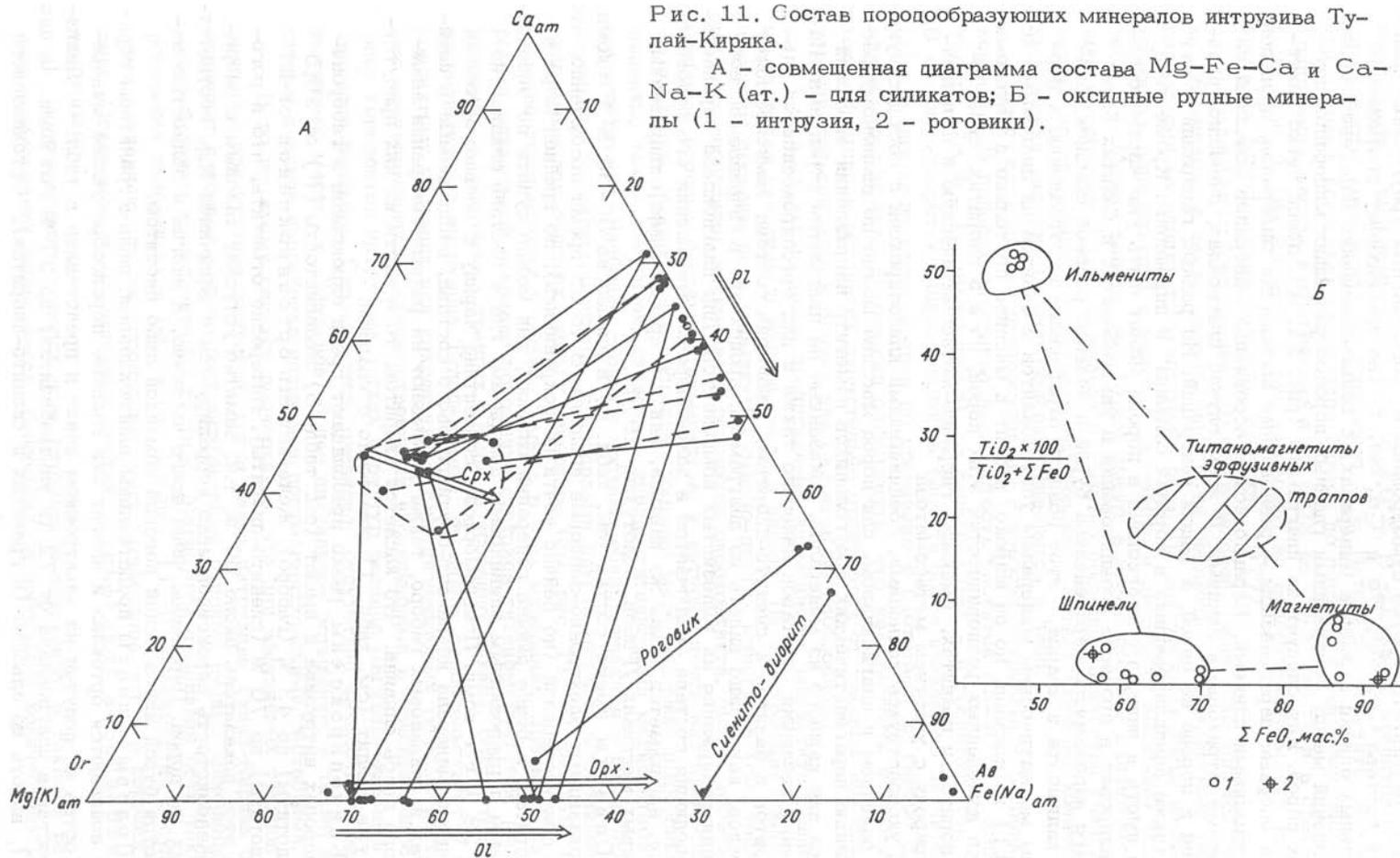
Компонент	ХТ-29	ХТ-31(1)	ХТ-31(2)	ХТ-31(3)	ХТ-47(1)	ХТ-47(2)	ХТ-60В	ХТ-44А
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,34	0,00
MgO	0,16	0,00	6,04	24,77	21,16	18,89	21,03	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	40,21	0,02	2,61	0,79	3,19	13,95	0,59
TiO <sub>2</sub>	52,71	0,00	0,00	0,23	0,08	0,31	2,00	7,01
FeO	47,06	57,61	86,66	64,48	70,01	70,11	56,69	86,89
Сумма...	100,01	97,83	92,77	92,10	92,05	92,50	94,02	94,52
Порода	Г <sub>п</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г	Г	Г <sub>п</sub>	Г <sub>р</sub>
Минерал	Il	Sp	Mt	Mt-Sp	Mt-Sp	Mt-Sp	Mt-Sp	Mt

Окончание табл. 8

Компонент	ХТ-69(1)	ХТ-82(1)	ХТ-82(2)	ХТ-85(1)	ХТ-85(2)	ХТ-47(3)	ХТ-69(2)	ХТ-82(3)
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,05	0,94	0,03	0,16	0,02	0,00	0,14
MgO	0,00	1,63	0,50	16,56	0,15	0,02	0,00	0,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36,18	0,03	2,18	17,99	0,30	0,00	35,93	0,03
TiO <sub>2</sub>	0,00	50,74	4,50	2,15	0,10	50,97	0,00	50,57
FeO	61,17	47,06	86,17	57,99	92,44	48,67	61,39	48,01
Сумма...	97,35	99,52	94,28	94,73	93,15	99,68	97,32	99,56
Порода	Диор.	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>ол</sub>	Роговик	Роговик	Г	Диор.	Г <sub>ол</sub>
Минерал	Sp	Il	Mt-Sp	Mt-Sp	Mt	Il	Sp	Il

Рис. 11. Состав породообразующих минералов интрузива Тулай-Кирыка.

А - совмещенная диаграмма состава Mg-Fe-Ca и Ca-Na-K (ат.) - для силикатов; Б - оксидные рудные минералы (1 - интрузия, 2 - роговики).



лученные результаты кратко суммированы на совмещенных треугольных диаграммах состава Са, Mg, Fe и Са, Na, К (по процентному соотношению формульных единиц атомов в минералах) с целью выявления парагенетических соотношений между генерациями главных порообразующих минералов изученных пород. Как следует из диаграммы (рис. 11, А), здесь четко фиксируются опорные парагенезисы – равновесные ассоциации минералов, проведенные сплошными линиями. Неравновесные ассоциации минералов показаны на диаграмме штриховыми линиями. В этом случае плагиоклаз, очевидно, представлен в породе не одной, а рядом генераций. Из разных генераций могут быть также анализированные в породах оливины и пироксены. Кроме того, нужно иметь в виду, что плагиоклаз в породе может быть уже частично цеанортизирован в процессе возникновения в ультрабазитах и базитах более позднего наложенного парагенезиса бурой и зеленой роговой обманки, биотита, калишпата и кварца. Этот поздний парагенезис по отношению к первичным магматическим минералам ультрабазитов и базитов на диаграмме (см. рис. 11) не показан, но он широко развит в массиве не только в метасоматически измененных разновидностях этих пород, но и в диоритах, сиенитовых диоритах и гранитах, имеющих гибридно-метасоматическую и палинггенную природу с участием метасоматоза.

Руководствуясь коннодами, соединяющими клинопироксен с сосуществующими оливином и плагиоклазом, для пород массива можно по взаимному расположению парагенетических треугольников наметить направления эволюции состава для каждого из минералов, показанные на диаграмме стрелками. Направление эволюции составов нанесено также и для ортопироксенов от ультрабазитов и базитов к сиенито-диоритам. Эволюция состава темноцветных минералов, как можно видеть из диаграммы, происходит в направлении возрастания содержания их железистых компонентов. Для плагиоклаза параллельная эволюция состава заключается в закономерном уменьшении его основности, т.е. наблюдается такая же картина, как и в других дифференцированных трапповых массивах /Рябов, Золотухин, 1977/.

Оливины имеют состав (см. табл. 4) в диапазоне 30–53 %  $Fa$  комп., как показывают электронно-зондовые анализы. В то же время несомненно, что здесь присутствовали (но сейчас почти не сохранились), по крайней мере в перидотитах, и более ранние генерации оливина, как можно судить по эндоконтактовым порфириовидным оливиновым долеритам, где в составе оливина не более 28 %  $Fa$  комп. Псевдоморфозы серпентина наряду с псевдоморфозами вторичного минерала иддингсит-боулингитового состава, наблюдаемые в перидотитах и оливиновых габбро, также указывают на разные генерации замещаемого здесь оливина. Что касается диоритов, то в части из них присутствует уже фаялит (см. табл. 1) совместно с кварцем.

Клинопироксены резко преобладают среди пироксенов в габброидных породах интрузива и имеют (см. табл. 5) железистость ( $f^1$ ) от 10,5 (перидотиты) до 43 % (габбро). Железистость ортопироксенов от 27 (перидотиты) до 70 % (сиенито-диориты). Интересно отметить, что в роговиках этот показатель около 50 %, т.е. заметно уступает таковым в диоритах. Железистость пироксенов явно коррелируется с величиной К.ф. соответствующих им пород. Пироксены чаще всего частично, а иногда и полностью замещаются бурой или зеленой роговой обманкой либо биотитом.

Полевые шпаты представлены плагиоклазами, лишь в гранитном горизонте появляются ортоклаз и альбит как главные порообразующие минералы. Состав их получен на электронном зонде и представлен в табл. 6. Диапазон составов плагиоклаза от 72 (в ультрабазитах) до 27 %  $An$  комп. (в диоритах), вплоть до альбита (в гранитах и сиенито-диоритах). Ортоклазового

компонента в плагиоклазе от 0,2 до 3,0 %. В калишпате гранитов содержание альбитового компонента не превышает 3 %. Интересно отметить, что в экзо-контактных роговиках плагиоклаз близок по составу к таковому диоритов. Содержание железа в плагиоклазах от 0,03 до 0,93 мас. % и в среднем 0,21 мас. % (из 21 анал.), что указывает на относительно малую глубину их формирования /Леснов, Корольюк, 1977/.

Амфиболы представлены бурой и зеленой, реже сине-зеленой роговыми обманками, а также светло-зеленой до бесцветной волокнистыми разновидностями актинолит-тремолитового ряда. На электронном зонде изучались бурые (в перидотитах) и зеленые (в габбро и диоритах) амфиболы (см. табл. 7). Можно видеть, что бурые имеют в своем составе значительно меньшие количества  $\text{SiO}_2$  и железа и заметно большие количества глинозема и титана по сравнению с зелеными амфиболами. Соответствующие количественные оценки упомянутых соотношений приводятся в табл. 7.

Биотиты широко распространены в породах интрузива и роговиках экзо-контакта. В породах интрузива железистость биотитов 35-40 % - оливиновые габбро, 78 % - сиенито-диориты, до лепидомелана - в гранитах (см. табл. 7). В сиенито-диоритах глиноземистость биотита более низкая, но значительно выше в них содержание железа по сравнению с биотитами из габбро и роговиков экзоконтакта. Интересно подчеркнуть, что железистость и глиноземистость биотита в роговиках значительно отличаются от таковых для биотитов сиенито-диоритов и близки для биотитов из габброидов.

Рудные минералы представлены ильменитом, магнетитом, шпинелями, а также сульфидами железа, меди и никеля. На электронном зонде были получены составы всех упомянутых окисно-рудных минералов (см. табл. 8) из всех горизонтов интрузива и роговиков экзоконтакта. Можно видеть, что наиболее простые составы у ильменитов, у которых почти нет примесных компонентов. Магнетиты в несколько большей мере содержат примесные компоненты, такие как титан, становясь иногда титанистыми магнетитами и магномагнетитами. Наиболее сложные составы обнаруживаются у шпинелей - от герцинита до магномагнетита с добавками других минералов шпинелидов. На диаграмме для окисных рудных минералов (см. рис. 11, Б) показано соотношение титанистости и общего железа в этих минералах. Здесь же на диаграмме штриховкой показано положение составов титаномагнетитов, распространенных в эффузивных траппах Сибири и особенно Декана. Отсутствие титаномагнетитов в интрузиве Тулай-Кирыка, очевидно, свидетельствует о неблагоприятных условиях для сохранения титаномагнетитовых твердых растворов. Это подтверждается непосредственными наблюдениями в аншлифах пород из всех горизонтов интрузива четких структур распада магнетит-ильменитового твердого раствора. Сказываются, очевидно, отсутствие закалочного эффекта, имеющего место у эффузивов, более длительное остывание, а также интенсивная проработка интрузива постмагматическими растворами.

В то же время следует подчеркнуть, что для эффузивных траппов не характерно присутствие шпинелей, тогда как в интрузиве Тулай-Кирыка они представляют наиболее широко распространенные окисные рудные минералы с многообразием компонентного состава. Магнетиты и шпинели есть также в роговиках экзоконтакта (см. табл. 8 и рис. 11, Б) и совместно с сульфидами составляют ту же ассоциацию рудных минералов, что и в породах интрузива. Оставимся на характерных чертах сульфидной ассоциации минералов.

Повсеместно в породах всех горизонтов интрузива, а также в роговиках экзоконтакта наблюдается обыкновенно в небольших количествах в виде

интерстициальной, реже каплевидной вкрапленности, ассоциация пирротина, халькопирита, пентландита, на которую нередко накладываются такие более поздние минералы, как мельниковит, марказит, мартит. Пирротин наиболее распространен, причем довольно часто можно видеть замещение им более раннего магнетита вплоть до образования псевдоморфоз, а также прожилков в зернах силикатов. В меньшей мере распространен халькопирит, обычно совместно с пирротинном. Еще реже встречается пентландит, обычно в виде мелких вrostков в пирротине, давая структуры распада твердого раствора. Зерна пирротина нередко замещаются марказитом. В базитах и ультрабазитах нередко отмечаются шпирь и прожилки пирротина и сопутствующих сульфидов, имеющих уже характер рудопоявлений. В диоритах и сиенито-диоритах обычно присутствуют еще мелкие чешуйчатые и сноповидные выделения молибденита, что свойственно именно этим породам.

## Глава 5

### ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ МАССИВА

Рассмотрим распределение главных микроэлементов в разрезах изучаемого массива и закономерности эволюции их содержаний в процессе формирования выделенных горизонтов. Для этой цели обратимся к геохимической части ранее продемонстрированных вариационных диаграмм по трем опробованным разрезам хорошо дифференцированной западной части массива Тулай-Кирыяка (см. рис. 2-4). Можно видеть, что распределение микроэлементов по разрезу обуславливается в основном двумя факторами: либо сопряженностью с концентрациями таких главных компонентов состава породы, как  $MgO$ ,  $FeO$  и  $SiO_2$ , либо повышенной концентрацией серы и присутствием в породе ряда микроэлементов в сульфидной форме целиком или частично. Наиболее показательным примером зависимости концентраций микроэлементов от первого фактора является распределение хрома, кобальта, частично никеля, эволюционные кривые которых практически повторяют таковую  $MgO$ . Для этих компонентов, как и для  $MgO$ , характерны максимальные содержания в пределах ультрабазит-базитового горизонта, заметно меньшие для базитового, еще меньшие для диоритового и минимальные для гранитного. Что касается серы, то в разных горизонтах массива ее максимальные концентрации проявляются неоднократно, как, например, в разрезах III и IV. Особо крупный максимум серы приурочен не только к ультрабазитовому, но и к диоритовому горизонту, и с ним сопряжены верхние максимумы содержания меди, никеля, кобальта. Максимумы содержания меди повторяют практически все максимумы серы по разрезу, чего нельзя сказать о никеле и тем более о кобальте, которые коррелируются лишь с некоторыми максимумами серы.

Интересно отметить, что большому максимуму серы в ультрабазит-базитовом горизонте помимо максимумов меди, никеля, кобальта еще соответствует крупный нижний максимум бария, в то время как верхний его максимум в разрезе соответствует горизонтам сиенито-диоритов и гранитов. Роговикам также отвечают максимумы бария. Кривая эволюции содержаний рубидия повторяет эволюционную кривую  $K_2O$  по разрезам, причем наибольшими концентрациями отличаются граниты и роговики. Стронций и ванадий в повышенных количествах характерны здесь для диоритового и частично базитового горизонтов.

Еще более показательны тренды эволюции содержания микроэлементов в зависимости от К.ф. породы, которые можно видеть на ряде диаграмм (рис. 12).

Хром показывает единый тренд с явной отрицательной линейной зависимостью от К.ф. породы, во всем диапазоне которых интервал его содержания составляет от 500 до 20 г/т. В базитовом интервале К.ф. наблюдается интенсивный рассев фигуративных точек, в центре которого располагается точка предполагаемого состава исходной магмы (см. далее).

Никель в отличие от хрома обнаруживает уже два тренда – один для силикатной его формы, другой – для сульфидной (штриховая кривая). Во всем диапазоне К.ф. интервал содержаний для первого от 150–200 до 10 г/т и для второго от 1200 до 480 г/т при явной отрицательной линейной зависимости от К.ф. Состав предполагаемой исходной магмы по Ni располагается между двумя упомянутыми трендами, указывая как на силикатную, так и на сульфидную форму его проявления. Ореол роговиковых пород по никелю, как и по хрому, смещается с главным трендом (силикатным).

Кобальт демонстрирует на диаграмме зависимости от К.ф. еще более сложную картину. От главного силикатного тренда здесь явственно отделяется гранитоидная его часть. Если ультрабазит–базитовая и базитовая части силикатного тренда указывают на отрицательную линейную зависимость от К.ф., то диоритовая и сиенито–диоритовая части силикатного тренда и соответствующий ему сульфидный тренд имеют относительно слабо выраженную положительную связь с К.ф. Пологий минимум на силикатном тренде проявляется здесь около К.ф. = 70. Гранитная часть тренда практически не зависит от К.ф. Роговиковые породы по кобальту достаточно четко отделяются от всех упомянутых трендов. Диапазон содержаний в пределах главного тренда от 105 до 25 г/т, гранитоидного – от 20 до 3 г/т. Сульфидный тренд имеет гораздо более высокие значения – 125–250 г/т. Как и для хрома, в базитовой части диаграммы для кобальта наблюдается ореол фигуративных точек пород, в центральной части которого лежит средний состав предполагаемой исходной магмы. Это указывает на предпочтительно силикатную форму проявляющегося здесь кобальта.

Медь дает общий силикатный тренд во всем диапазоне К.ф. с интервалом содержания 270–10 г/т и общей отрицательной линейной корреляцией с величиной К.ф. Подобный же линейный отрицательный тренд имеется здесь для сульфидной формы меди в диапазоне содержаний 480–2200 г/т в интервале К.ф. от 44 до 70. Точка состава предполагаемой исходной магмы в большей мере уже смещена в сторону сульфидного тренда, указывая на значительную долю сульфидной формы в общем балансе меди ультрабазитов, базитов и диоритов массива.

Цинк дает протяженный линейный отрицательный тренд во всем диапазоне К.ф. с содержаниями от 150 до 10 г/т, по поведению тяготея к группе таких "совместимых" элементов, как Cr, Ni, Co, Cu.

Из "несовместимых" рассмотрим Ba, Sr, Rb, V. Барий дает три линейных положительных тренда. Главный из них от ультрабазитов до диоритов в диапазоне К.ф. от 44 до 82 с содержаниями от 400 до 50 г/т, гранитоидный тренд – в интервале содержаний 550–750 г/т. С резким отрывом от них в содержаниях бария (интервал 1200–1700 г/т) располагается на диаграмме третий тренд (штриховая кривая) с интервалом К.ф. от базитов до диоритов. Этот тренд соответствует сульфидным трендам, проявившимся на диаграммах Ni, Co, Cu, и, очевидно, связан с дополнительным привнесом бария в процессе сульфидообразования. Группа точек роговиковых пород располагается на продолжении гранитоидного тренда с близкими содержаниями бария. Точка состава предполагаемой исходной магмы несколько сдвинута от главного

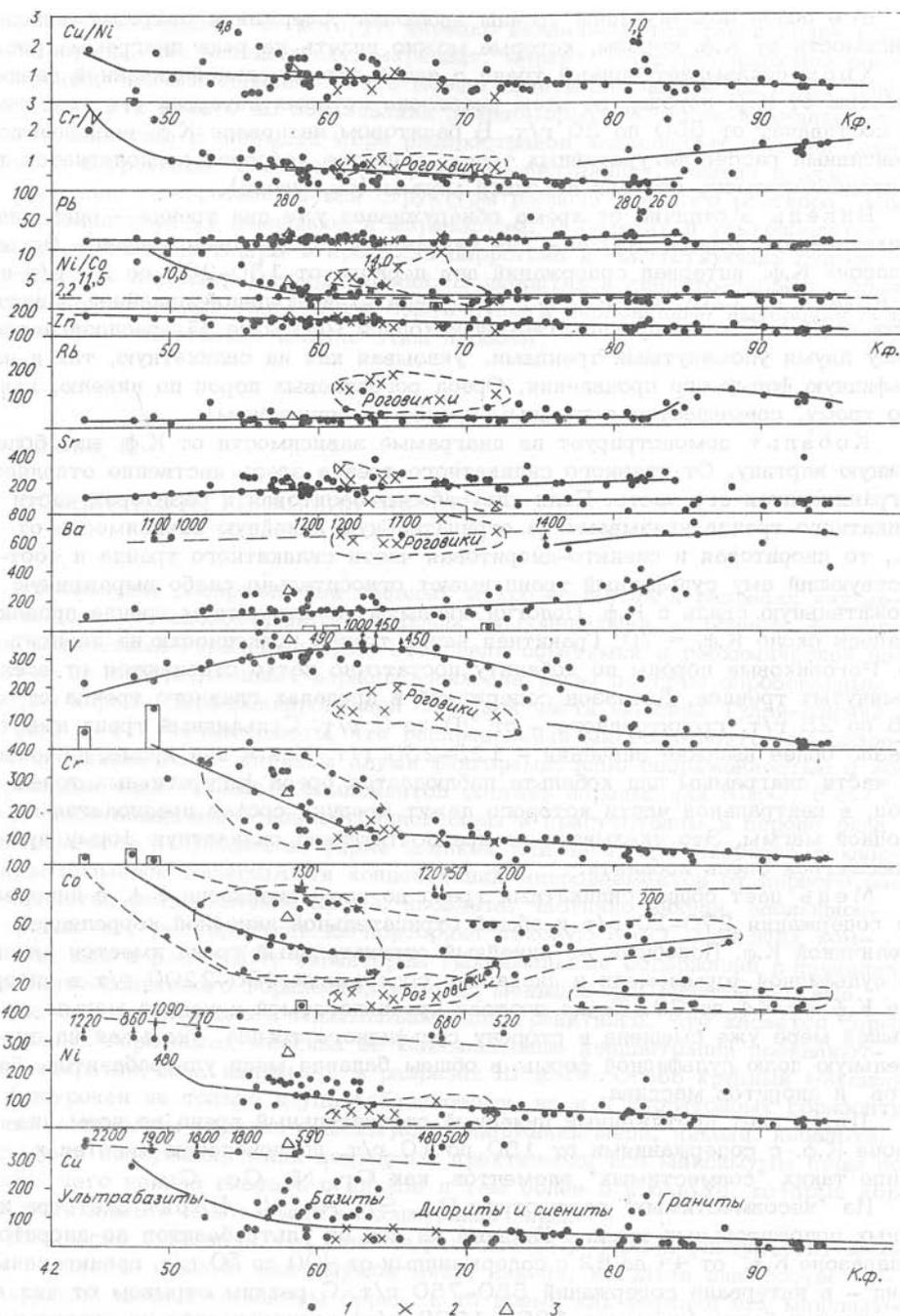


Рис. 12. Вариационная диаграмма содержания микроэлементов в зависимости от К.ф. в породах интрузива Тулай-Киряка и роговиках экзоконтакта.

1 - интрузивные породы; 2 - роговики; 3 - средний состав вероятной исходной магмы.

тренда в сторону третьего, что указывает на заметный дополнительный привнос бария попутно с сульфидизацией.

Рубидий дает линейные слабые положительные связи с К.ф. в пределах главного тренда с содержаниями от 10 до 80 г/т и отрицательную - в пределах гранитоидного тренда от 140 до 60 г/т. Группа точек роговиковых пород отделена от обоих упомянутых трендов. Картина определенно напоминает таковую на диаграммах (рис. 13) в зависимости от К.ф. для  $K_2O / (Na_2O + K_2O)$ ,  $Na_2O + K_2O$ , а:с. Можно думать, что у рубидия имеет место явная зависимость от концентрации щелочей и их соотношений.

Стронций обнаруживает положительную линейную зависимость от К.ф. пород для главного тренда от ультрабазитов до диоритов в диапазоне содержаний от 100 до 300 г/т. Для гранитоидного тренда содержания от 10 до 100 г/т без видимой зависимости от К.ф.

Ванадий дает линейную положительную зависимость с К.ф. от 44 до 65 (для ультрабазитов и базитов) и отрицательную с К.ф. выше 65 (для диоритов) с общим интервалом содержания от 150 до 400 г/т. Главный тренд, таким образом, имеет пологий максимум в средней части, причем над ним обнаруживается группа точек с содержаниями от 450 до 1000 г/т, что, вероятно, как и для бария, означает дополнительный привнос в процессе сульфидообразования в базитах и диоритах. Судя по незначительному смещению состава предполагаемой исходной магмы от главного тренда, такой дополнительный привнос ванадия был незначителен. Точки роговиковых пород четко отделяются от главного тренда и располагаются на продолжении гранитоидного.

Свинец обнаруживает подобно рубидию и стронцию слабую положительную линейную зависимость от К.ф. для главного тренда и малую - для гранитоидного. Отдельные максимумы содержания свинца для пород вне зависимости от К.ф. связываются, очевидно, с сульфидной формой его проявления.

Уран имеет линейную положительную связь с К.ф. и в пределах главного (0,1-1,2 г/т), и у гранитоидного трендов (2,2-4,5 г/т). Роговиковые породы располагаются на продолжении гранитоидного тренда и имеют тот же уровень содержаний.

У тория подобная же, но еще более четко выраженная положительная линейная зависимость от К.ф. для главного (0,5-5 г/т) и гранитоидного (13-20 г/т) трендов. Роговиковые породы обладают тем же уровнем содержаний, что и породы гранитоидного тренда, и располагаются на его продолжении в интервале К.ф., отвечающем диоритам.

Очень интересное обстоятельство - сходство картины распределения на диаграммах, связывающих К.ф. с содержаниями бария, рубидия, тория, урана свинца и связывающих К.ф. с  $K_2O$ ,  $K_2O + Na_2O$ ,  $K_2O / (K_2O + Na_2O)$ , а:с,  $SiO_2$ . Можно видеть, что определяющими поведение перечисленных "несовместимых" элементов являются концентрации  $SiO_2$  и щелочей (прежде всего  $K_2O$ ). В то же время стронций и особенно ванадий, также будучи "несовместимыми" элементами, имеют свои узоры диаграмм, связывающих К.ф. с их содержаниями. Это обусловлено прежде всего меньшими содержаниями этих элементов в пределах гранитоидного тренда по сравнению с таковыми для основного. Кроме того, для ванадия в отличие от всей остальной группы "несовместимых" элементов характерная для них линейная положительная связь с К.ф. не выдерживается в интервале для диоритов и сиенитовых диоритов в пределах главного тренда, как, впрочем, и для гранитоидного. Узор расположения трендов в зависимости от К.ф. для ванадия практически совпадает с таковым для  $CaO$ , в то время как узор на диаграмме для стронция близок к соответствующему узору для  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$ . Для всей

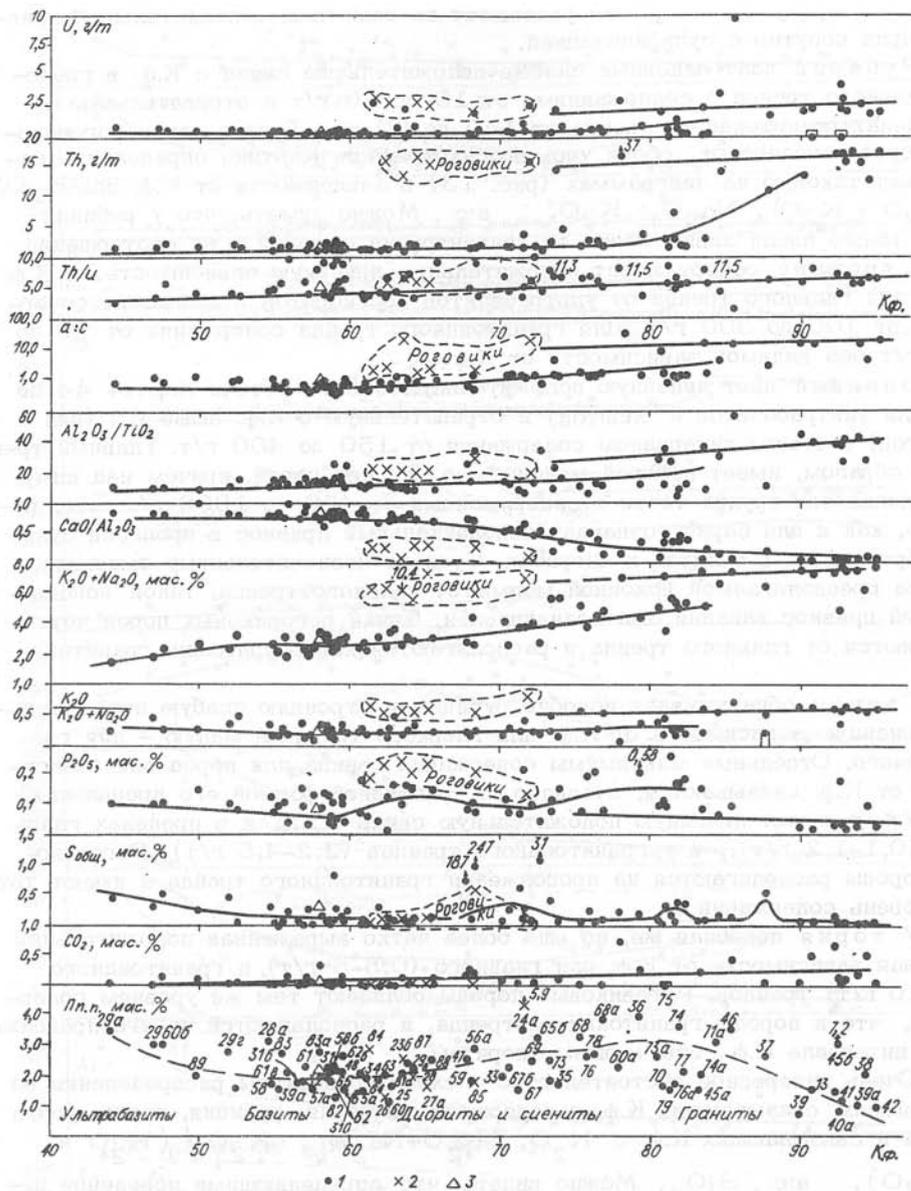


Рис. 13. Вариационные диаграммы для ряда компонентов и соотношений в зависимости от К.ф.

1 - интрузивные породы Тулай-Киряка; 2 - роговики экзоконтакта; 3 - средний состав вероятной исходной магмы.

группы "совместимых" элементов (Cr, Ni, Co, Cu), а также Mn, Zn главные силикатные тренды по К.ф. фактически близки к MgO, хотя отдельный гранитоидный тренд проявляется только у кобальта и марганца, в то время как у остальных главных и гранитоидный тренды уже слились в единое целое за счет близких их содержаний у диоритов и гранитоидов.

Интересные данные следуют из обсуждаемых диаграмм и по соотношениям ряда элементов. Линейный единый отрицательный тренд наблюдается у величины соотношения  $Cu/Ni$  с К.ф. пород. Подобный же тренд имеется и на диаграмме, связывающей  $Ni/Co$  с К.ф. пород (в интервале значений от 1,0 до 0). Линия со значением 2,2 /Когарко, 1973/ разделяет на диаграмме мантийные и коровые породы. Ультрабазиты и большая часть базитов попадает на диаграмме в верхнюю "мантийную" часть, что касается диоритов и гранитов, то почти все их точки попали в нижнюю - "коровую" часть диаграммы. Вместе с тем вызывает удивление факт попадания большей части поля точек роговиковых пород в "мантийную" часть диаграммы. На диаграмме  $Cr/V$  - К.ф. имеется уже два тренда. Один - главный - имеет линейную отрицательную связь в диапазоне  $Cr/V$  от 0,1 до 3,0. Второй - гранитоидный - с линейной положительной связью в диапазоне значений 0,5-1,5. Поле роговиковых пород четко отделяется от главного тренда. Соотношение  $Th/U$  в зависимости от К.ф. пород дает линейный положительный тренд от ультрабазитов до гранитов со значительным рассеиванием точек на всем его протяжении. Обратим внимание еще на два важных соотношения -  $Al_2O_3/TiO_2$  и  $CaO/Al_2O_3$ . Оба эти соотношения должны оставаться близкими первичным мантийным в процессе коровой эволюции магнезиальных базитовых расплавов, поскольку первой фракцией их является оливин, в который указанные компоненты не входят /Nesbitt et al., 1979/. В ультрабазитовой и базитовой частях главного тренда, как можно видеть (см. рис. 13), соотношения  $Al_2O_3/TiO_2$  и  $CaO/Al_2O_3$  действительно остаются стабильными или меняются незначительно, с переходом к диоритам, сиенито-диоритам и особенно гранитам эти соотношения резко изменяются, указывая на их явно не первичный (немантийный) характер. То же характерно и для роговиковых пород. При этом  $Al_2O_3/TiO_2$  имеет узор диаграммы, близкий к барию, урану, торию, т.е. к типичным "несовместимым" микроэлементам. Соотношение  $CaO/Al_2O_3$  дает тренд, близкий к типичным "совместимым" микроэлементам, таким как хром, никель, кобальт, медь.

Поскольку эти совместимые элементы должны входить в минералы ранней кристаллизации, на эволюционных трендах их содержания нет начального участка стабильности, характерного для "несовместимых" элементов, что и подтверждает реальное существование ранней дифференциации исходного магнезиального расплава с участием лишь магнезиального оливина, а также хромита. Что касается диоритового и гранитного участков трендов, то их резкая эволюция, несомненно, связана с гибридизацией внедряющейся базитовой магмы вмещающей толщей, богатой глиноземом, представителями которой являются роговиковые породы с их первичными коровыми соотношениями  $Al_2O_3/TiO_2$  и  $CaO/Al_2O_3$ . Это сказывается соответственно на уровне содержания "совместимых" и "несовместимых" элементов в диоритах, являющихся продуктами гибридизации базитовой магмы, и еще более в гранитах, представляющих собой в значительной мере продукт переплавления и метасоматической переработки осадочных пород вмещающей толщи. Как это видно на многих приводимых диаграммах с обособленным гранитоидным трендом, таковой повсеместно закономерно переходит в поле роговиковых пород. Об этом же говорит и малая подчиненность величине К.ф. гранитоидного тренда для содержаний как "совместимых" и "несовместимых" микроэлементов, так и всех без исключения главных породообразующих компонентов.

В заключение обзора представленных петрохимических и геохимических диаграмм остановимся на ряде малых компонентов в составе описываемых по-

род. Линейная положительная связь с К.ф. намечается у  $\text{CO}_2$  в диапазоне содержания от 0 до 0,6 мас. % при отсутствии видимой корреляции с трендом П.п.п. На фоне наметившейся общей линейной отрицательной зависимости от К.ф. содержания валовой серы проявились ее четкие максимумы для диоритовой и гранитной частей тренда, означающие несомненный ее привнос в процессе гибридации расплава породами вмещающей толщи. Волнообразный тренд с размытым пологим минимумом в базитовой части и максимумом в диоритовой обнаруживается у величин П.п.п. в зависимости от К.ф. Эти необычные особенности очень сходны с таковыми для тренда  $\text{FeO}$ , связанного в свою очередь общими чертами диаграмм для  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ . Можно полагать, что эта связь наводится значительным количеством присутствующих здесь магнетита и ильменита, что и подтверждается диаграммой содержания нормативных рудных минералов (Mt+Il), присутствующих в максимальных количествах в диоритах. В то же время волнообразный тренд  $\text{P}_2\text{O}_5$  в зависимости от К.ф. также обнаруживает некоторое сходство с трендами как П.п.п., так и  $\text{FeO}$ . Таким образом, имеются основания связать необычное поведение П.п.п. и  $\text{P}_2\text{O}_5$  с проявлением в породах массива, прежде всего в диоритах, окисно-рудных и сульфидных минералов и сопутствующего им апатита. Несомненно и то, что существует прямая связь между величиной П.п.п. и интенсивностью проявившегося метасоматоза. Отсюда следует и обоснованное предположение, что локальные скопления рудных минералов (окисно-рудных и сульфидов) в породах возникают в процессе метасоматической их переработки, следы которой повсеместно ощущаются во всех частях разрезов массива и особенно сильно в горизонте диоритов.

## Глава 6

### ПЕТРОЛОГИЯ МАССИВА ТУЛАЙ-КИРЯКА

Обнаружение расслоенности в интрузиве приводит всякий раз к необходимости установить ее причины. Это относится и к уникальной во многих отношениях интрузии Тулай-Киряка, значительная часть общей мощности которой приходится на верхний горизонт гранитоидов. При этом возникают как минимум три проблемы: 1) каков механизм формирования ультрабазит-базитовой части массива? 2) в каких генетических соотношениях эта часть находится с перекрывающими ее диоритовым и гранитоидным горизонтами? 3) каков был состав внедряющейся в кору исходной магмы? Чтобы ответить на эти вопросы, обратимся к ряду диаграмм, которые обычно строятся для этого по вещественному составу пород массива. Одна из самых распространенных диаграмм — это  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  Макдональда — Кадуры, на которую нанесены аналитические данные по массиву Тулай-Киряка и сопоставляемым объектам (рис. 14). Можно видеть, что подавляющее большинство точек для пород исследуемого массива расположилось в поле толеитовых базальтов. Заметно меньшее количество попадает на граничную линию и в поле щелочных базальтов. На диаграмме точки пород массива располагаются вдоль тренда дифференциации от ультрабазитов через базиты к диоритам и со значительным отрывом и несколько в стороне от тренда — точки гранитов массива Тулай-Киряка и граниты горы Черной. Интересно отметить, что пря-



Рис. 14. Диаграмма  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  Макдональда, Катсуры для пород интрузива Тулай-Киряка и сопоставляемых объектов.

1 - роговики экзоконтакта; 2 - интрузивные породы Тулай-Киряка; 3 - средние по породам Верхнеталнахской интрузии /Петрология..., 1975; Додин, Батуев, 1971/; 4 - средние составы дифференцированных интрузий и ультрабазит-базитовых эффузивов /Петрология и перспективы..., 1978/; 5 - гибридно-метасоматические кислые породы Нижнеталнахской интрузии /Петрология..., 1975/; 6 - кислые породы р. Горбиачин /Золотухин, Олейников, 1963/; 7 - кислые породы г. Черной /Золотухин, Васильев, 1967/; 8 - средние по группам пород интрузии Тулай-Киряка (см. табл. 9); 9 - средние по интрузии Тулай-Киряка (см. табл. 9); 10 - средний трапп /Кутолин, 1969/; 11 - средневзвешенное по интрузии Норильск-I /Годлевский, 1959/; 12 - гранитоподобные околорудные метасоматиты интрузии Норильск-I /Золотухин, Васильев, 1967/; 13 - кислые гибридные породы Норильск-I /Золотухин, Васильев, 1967/; 14 - гранитоиды Болгохтохской интрузии /Комарова, 1968/; 15 - осадочные вмещающие породы /Петрология..., 1975/; 16 - направление дифференциации ультрабазит-базитовых расплавов. Граница полей для толейтовых и щелочных базальтов приводится по Г. Макдональду и Т. Катсуре /MacDonald, Katsura, 1964/.

мо на тренд дифференциации ложатся точки кислых пород р. Горбиачин /Золотухин, Олейников, 1963/, гранитоидов Болгохтохской интрузии в Норильском районе /Комарова, 1968/, кислые гибридные породы горы Черной и горы Зуб /Золотухин, Васильев, 1967; Годлевский, 1959/. В поле щелочных базальтов уже располагаются точки гибридно-метасоматических кислых пород Нижнеталнахской интрузии /Петрология..., 1975/. Между кислыми гибридно-метасоматическими породами р. Горбиачин, горы Черной и Нижнеталнахской интрузии располагаются точки роговиковых пород экзоконтактов массива Тулай-Кирыка. В толеитовом поле вдоль тренда пород массива располагается ряд средних составов дифференцированных ультрабазит-базитовых интрузивов и эффузивов Норильского района /Петрология и перспективы..., 1978/. На этот же тренд ложится и состав среднего сибирского траппа /Кутолин, 1969/. В поле щелочных базальтов попадает группа точек дифференциатов расслоенного Верхнеталнахского ультрабазит-базитового интрузива и его среднезвешенный состав, через которые проведен тренд его дифференциации /Петрология..., 1975/. Между трендами дифференциации интрузивов Тулай-Кирыка и Верхнеталнахского располагается точка среднезвешенного состава интрузива Норильск-I. На продолжение тренда Верхнеталнахского интрузива попал ряд точек субщелочных базитов и диоритов массива Тулай-Кирыка, а также гибридно-метасоматические кислые породы Нижнеталнахского интрузива. Интересно подчеркнуть, что полоса составов /Золотухин, Васильев, 1967; Петрология..., 1975/ терригенных осадочных пород Норильского района на данной диаграмме протянулась от местоположения базитов (аргиллиты) через диориты (алевролиты) к гранитам (песчаники). Кислые гибридные породы (от габбро-диоритов через диориты к гранитам) уже соприкасаются на диаграмме с полосой составов терригенных пород.

Обращает на себя внимание то, что "роговиковые" породы нигде не соприкасаются на диаграмме с терригенными осадочными породами и располагаются на продолжении тренда дифференциации как массива Тулай-Кирыка, так и Верхнеталнахского интрузива. Они закономерно сменяются на диаграмме в направлении тренда дифференциации кислыми породами р. Горбиачин, гранитоидами Болгохтохской интрузии и гранофирами, сопутствующими сульфидным жилам /Золотухин, Васильев, 1967/. Это, очевидно, свидетельствует о том, что состав вмещающих осадочных пород, преобразуясь в роговики, не изохимичен, а претерпевает значительные метасоматические изменения в сторону гибридных диоритов, гранодиоритов и гранитоидов. В то же время точки составов гранитов Тулай-Кирыка и горы Черной не лежат на продолжении тренда дифференциации и соприкасаются с полем песчаников, что указывает на возможность возникновения их за счет простой метасоматической переработки этих пород с интенсивным привнесом щелочей и последующего переплавления, т.е. гранитизации.

На диаграмме  $MgO - (FeO + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O)$ , предназначенной для распознавания типа трендов дифференциации базитовых серий (рис. 15), представлены составы всех пород, слагающих массив Тулай-Кирыка. Наблюдаются группы точек, отвечающие ультрабазит-базитовому, базитовому, диоритовому и гранитовому горизонтам, которые в совокупности образуют дугообразный тренд. Он непрерывен от ультрабазитов до диоритов и заметно обособлен от местоположения точек гранитов, сиенито-диоритов и роговиков. По отношению к эталонным путям дифференциации тренд массива Тулай-Кирыка тяготеет к скаергардскому, занимая промежуточное положение между толеитовым и скаергардским. Толеитовый путь здесь иллюстрируется трендом Нижнеталнахского интрузива. Первая часть тренда массива Тулай-Кирыка почти совпадает с трендом интрузива Моронго, переходя далее в габбро-феррогаббро,

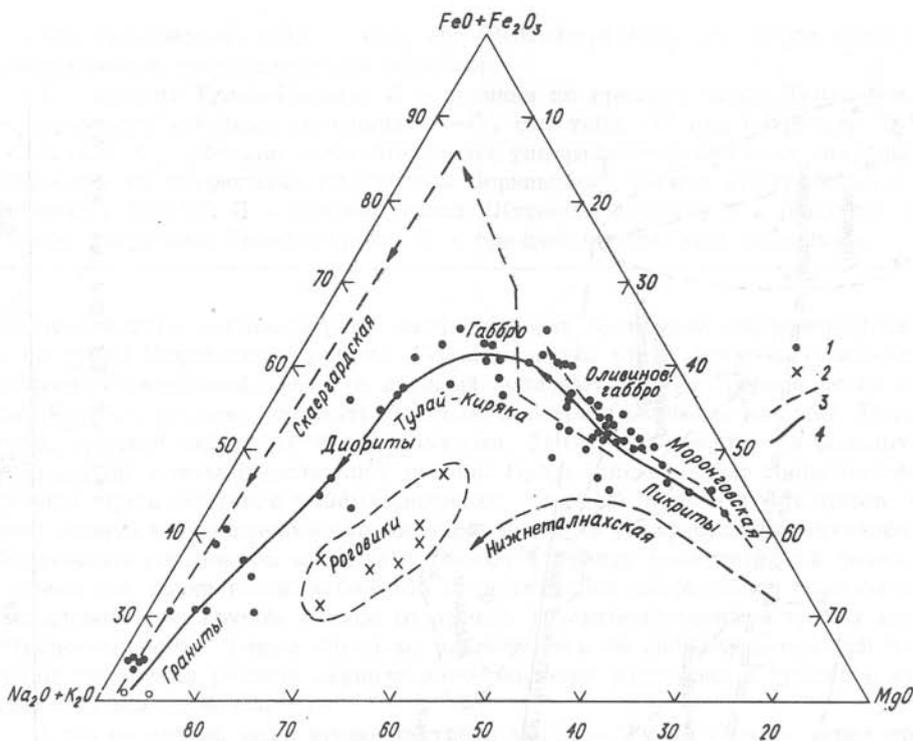


Рис. 15. Диаграмма  $MgO-(FeO+Fe_2O_3)-(Na_2O+K_2O)$  для пород интрузива Тулай-Кирьяк и сопоставляемых объектов.

1 - породы Тулай-Кирьяк; 2 - роговики экзоконтакта; 3 - тренды пород сопоставляемых интрузий; 4 - тренд Тулай-Кирьяк.

габбро-диориты и диориты и далее через сиенито-диориты к гранитам. Хорошо видно, что роговиковые породы заметно более обогащены  $MgO$ , чем граниты и диориты.

Детализация пути дифференциации массива Тулай-Кирьяк может быть сделана с помощью известной диаграммы  $SiO_2 - K.f.$  Э. Осборна /Osborn, 1959/, на которой нанесены эталонные тренды - скаергардской, толеитовой и известково-щелочной серий. Здесь имеются также экспериментально полученные тренды фракционной кристаллизации модельного расплава как с постоянным составом, так и с постоянным  $P_{O_2} = 1$  атм. Точки пород массива Тулай-Кирьяк распределились между скаергардским и толеитовым трендами (рис. 16). По средним составам горизонтов массива Тулай-Кирьяк и его самого в целом проводим тренд массива. Вдоль этого же тренда и на его продолжении расположились точки средневзвешенных составов ряда магнезиальных базитовых расслоенных интрузивов (в том числе Норильск-I и Верхнеталнахской), а также пикритовых базальтов и габбро-долеритов. Ультрабазиты Тулай-Кирьяк попадают в ореол пикритовых пород. Значительная часть базитов Тулай-Кирьяк, как и среднее из ультрабазитов и базитов массива, располагаются в ореоле магнезиальных базитов, представленном точками

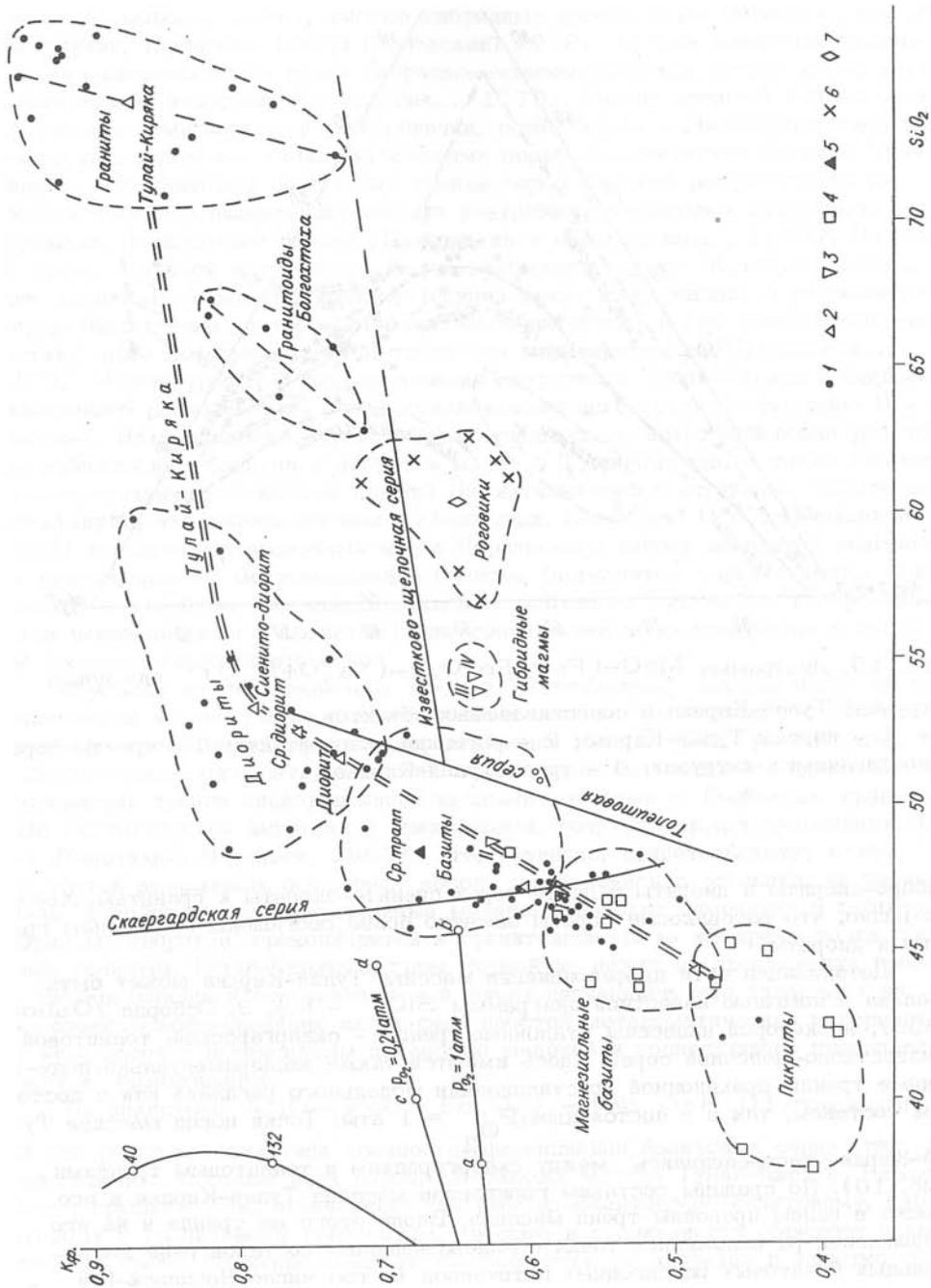


Рис. 16. Диаграмма  $\text{SiO}_2$  - К.ф. /по Osborn, 1959/ для пород интрузива Тулай-Киряка и сопоставляемых объектов.

1 - породы Тулай-Киряка; 2 - средние по группам пород Тулай-Киряка; 3 - вероятные исходные расплавы (I-IV, см. табл. 9) для интрузива Тулай-Киряка; 4 - составы сопоставляемых ультрабазит-базитовых интрузивов, эффузивов и их пикритовых горизонтов Норильского района /Петрология и перспективы..., 1978/; 5 - средний трапп /Кутюлин, 1969/; 6 - роговики экзоконтакта интрузива Тулай-Киряка; 7 - средний состав этих роговики.

средневзвешенных составов ряда магнезиальных базитовых дифференцированных интрузивов Норильского района. Большая часть точек базитов Тулай-Киряка образует базитовый ореол, в который попадают также: среднее по базитам Тулай-Киряка, среднее из ультрабазитов, базитов и диоритов массива Тулай-Киряка, средний сибирский трапп /Кутюлин, 1969/ и среднее по базальтам моронговской свиты Норильского района. Протяженный ореол диоритов сформировали точки составов габбро-диоритов, диоритов и сиенито-диоритов. Как можно видеть на диаграмме, точки пород раннего ультрабазит-базитового и базитового горизонтов массива тяготеют к тренду скаергардской серии, в то время как точки поздних базитов и части пород диоритового горизонта располагаются на крутом изгибе от тренда толеитовой серии к тренду известково-щелочной. Таким образом, наблюдаются по меньшей мере три четкие ступени изменения режима парциального давления кислорода в процессе кристаллизации исходной магмы.

В то же время, если провести тренд массива Тулай-Киряка через средние по его ультрабазитам, базитам и диоритам, то тренд будет близок, в общем, к таковому толеитовой серии и будет скрыта начальная - скаергардская - его часть, для которой система закрыта в отношении кислорода и его поведение здесь приближается к инертному. Толеитовый путь уже характеризуется меньшей закрытостью системы в отношении кислорода по сравнению со скаергардским. Известково-щелочной путь характеризуется постоянным парциальным давлением кислорода по Э. Осборну /Osborn, 1959/ в процессе фракционной кристаллизации магмы. Таким образом, представленный здесь толеитовый путь - это один из многочисленных возможных путей между скаергардским и известково-щелочным с соответствующим промежуточным режимом кислорода - от практически инертного до вполне подвижного. Тренд массива Тулай-Киряка после значительного разрыва завершается породами гранитоидного горизонта. В то же время, судя по форме ореола точек гранитоидных пород, здесь имеется свой местный "толеитовый" путь эволюции кислого расплава, характеризуемый относительно малым диапазоном  $\text{SiO}_2$  и большим по К.ф. Отсюда следует допустить также участие  $\text{P}_{\text{O}_2}$  в эволюции и этого кис-

лого расплава. Однако в этом случае, вероятно, можно предположить, что гранитами первоначально заканчивается известково-щелочная серия Э. Осборна, поскольку на ее тренд также ложится рассчитанный состав гибридной магмы (табл. 9), составы метасоматических "роговиковых" пород, а также начало ореолов гранитоидов интрузивов Болгохтох и Тулай-Киряка. Затем в условиях очень ограниченного доступа кислорода в магматическую систему извне происходит фракционирование кислого расплава по толеитовому пути и с завершением его - формирование лейкократовых гранитов с максимальными показателями К.ф.

Чтобы составить представление о величинах  $f_{\text{O}_2}$  в процессе становле-

Таблица 9. Средние химические составы пород и вероятные варианты исходной магмы для интрузии Тулай-Кирыка в сопоставлении с другими объектами

Компонент	1(7)	2(6)	3(34)	4(10)	5(11)	6(21)	7(15)	8(40)	9(61)	10(76)	11(83)	12(54)	13(44)	14(176)	15(1)
SiO <sub>2</sub>	60,44	44,40	47,31	51,61	53,34	52,51	74,07	16,87	48,81	53,79	53,36	44,06	47,15	49,71	42,85
TiO <sub>2</sub>	0,75	1,11	1,12	1,34	1,63	1,49	0,32	1,12	1,25	1,07	1,04	0,71	0,69	1,51	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,67	10,00	15,28	15,79	17,17	16,52	11,68	14,49	15,19	14,49	14,62	14,81	14,62	15,66	10,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,02	3,12	2,18	1,81	1,78	1,80	0,88	2,32	2,14	1,89	1,81	4,51	3,69	3,66	4,73
FeO	5,59	11,92	9,70	10,35	8,90	9,59	2,06	10,03	9,88	8,34	8,11	8,77	8,48	9,58	12,63
MnO	0,06	0,21	0,17	0,20	0,15	0,18	0,03	0,18	0,18	0,15	0,14	0,14	-	-	0,19
MgO	3,53	15,75	7,76	4,47	2,84	3,61	0,41	8,96	7,12	5,79	5,60	10,84	12,82	6,30	16,05
CaO	2,63	8,16	11,62	7,75	5,80	6,72	0,91	11,10	9,59	7,88	7,44	9,85	10,21	10,91	6,98
Na <sub>2</sub> O	2,96	1,42	2,10	3,00	3,75	3,39	3,38	2,00	2,48	2,65	2,69	1,26	1,80	2,22	1,72
K <sub>2</sub> O	3,91	0,58	0,53	0,78	1,67	1,25	3,41	0,54	0,79	1,31	1,52	0,66	0,50	0,74	0,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,11	0,09	0,15	0,17	0,16	0,06	0,09	0,11	0,10	0,11	0,24	-	-	0,23
П.п.п.	2,57	2,85	2,02	2,60	2,50	2,55	2,19	2,14	2,28	2,26	2,29	3,09	-	-	2,02
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,28	0,25	0,22	0,19	0,26	0,23	0,21	0,23	0,23	0,22	-	0,32	-	-	-
CO <sub>2</sub>	-	0,10	0,06	-	0,10	0,05	0,23	0,07	0,06	0,09	-	-	-	-	-
S <sub>вал</sub>	0,12	0,37	0,30	0,23	0,16	0,19	0,04	0,32	0,27	0,22	-	0,95	-	-	-
К.ф.	65,2	48,8	60,5	73,1	79,0	75,9	87,8	58,0	62,8	63,8	63,9	55,0	49,0	67,7	51,9

Нормативный состав по CIPW (мас. % норм. мол.)

ap	0,46	0,25	0,21	0,35	0,39	0,37	0,14	0,21	0,25	0,23	0,25	0,56	-	-	0,3
il	1,42	2,11	2,13	2,54	3,10	2,83	0,61	2,13	2,37	2,03	1,98	1,35	1,31	2,87	0,5
or	23,11	3,43	3,13	4,61	9,87	7,39	20,15	3,19	4,67	7,74	8,98	3,90	2,95	4,37	1,7

ab	25,05	12,02	17,77	29,39	31,73	28,69	28,60	16,92	20,98	22,42	22,76	10,66	15,23	18,78	14,2
an	11,74	19,20	30,70	27,31	25,08	26,17	4,12	28,96	27,98	23,77	23,33	32,81	30,34	30,58	20,9
№ Pl	31	60	62	50	43	46	12	62	56	50	49	74	65	61	58
C	2,27	-	-	-	-	-	0,92	-	-	-	-	-	-	-	-
mt	1,48	4,52	3,16	1,03	2,58	2,61	1,28	3,36	3,10	2,74	2,62	6,54	5,35	5,31	6,7
Di	-	16,61	21,60	4,01	2,17	5,14	-	20,84	15,52	12,07	10,59	11,08	16,42	19,31	10,6
Wo	-	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	-	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0
fs	-	12,87	18,15	25,79	28,64	27,11	-	16,97	19,29	19,64	19,72	12,21	10,67	18,46	14,0
en	-	37,13	31,85	24,21	21,36	22,89	-	33,09	30,71	30,36	30,28	37,79	39,33	31,54	36,0
Hy	17,09	11,40	8,14	10,42	18,44	20,40	3,60	8,51	16,93	20,74	20,67	16,73	10,29	18,28	9,1
fs	41,79	25,74	36,30	51,58	57,27	54,22	65,81	33,82	38,59	39,29	39,44	24,42	21,34	36,93	26,0
en	58,21	74,26	63,70	48,42	42,73	45,78	34,19	66,18	61,41	60,71	60,56	75,58	78,66	63,07	74,0
Ol	-	27,24	11,02	-	-	-	-	13,57	5,73	-	-	11,63	18,09	-	32,2
fa	-	25,74	36,30	-	-	-	-	33,82	38,59	-	-	24,42	21,34	-	27,0
fo	-	74,26	63,70	-	-	-	-	66,18	61,41	-	-	75,58	78,66	-	73,0
Q	14,15	-	-	2,24	3,84	3,63	37,79	-	-	5,71	6,26	-	-	0,78	-

Примечание. Цифры в скобках - количество анализов. 1-7 - средние анализы пород для интрузии Тулай-Кирыка (химлаборатория ИГиГ): 1 - роговики экзоконтакта, 2 - ультрабазиты, 3 - базиты, 4 - диориты и габбро-диориты, 5 - сиенито-диориты, 6 - диориты в целом, 7 - граниты; 8-11 - варианты средних составов исходного расплава для интрузии Тулай-Кирыка: 8 - ультрабазиты и базиты (I), 9 - ультрабазиты, базиты и диориты (II), 10 - ультрабазиты, базиты, диориты и граниты (III), 11 - ультрабазиты, базиты, диориты, граниты и роговики (IV); 12, 13 - средневзвешенные по интрузии Норильск-I (12 - /Годлевский, 1959/, 13 - /Золотухин, Лагута, 1985/); 14 - средний сибирский трапп /Кутолин, 1969/; 15 - контактовый порфириновый долерит из интрузива Тулай-Кирыка /Равич, Чайка, 1956/.

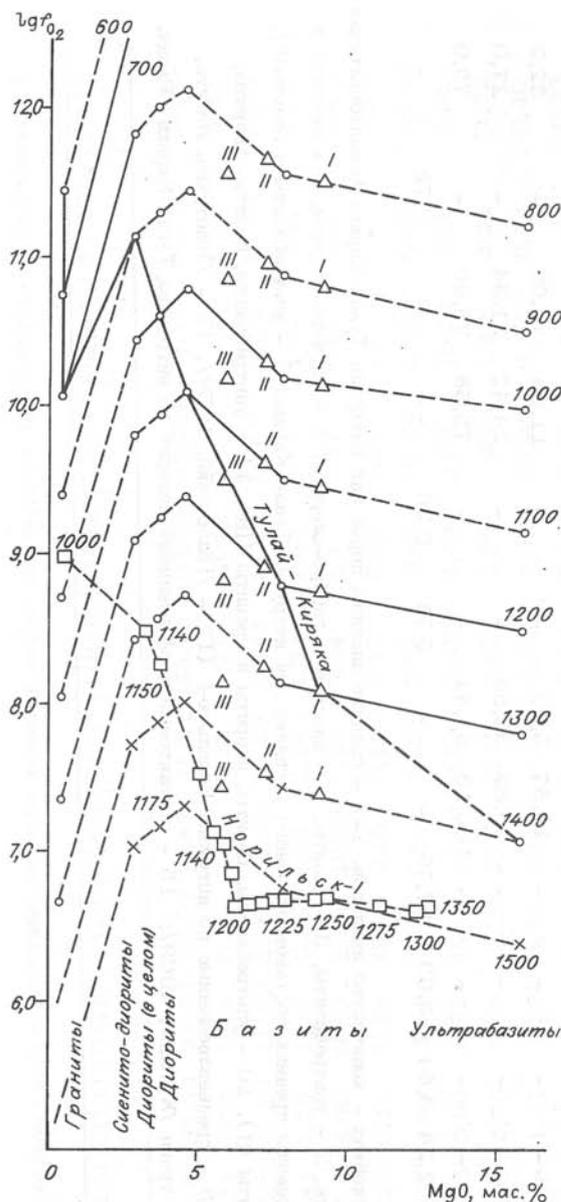


Рис. 17. Диаграммы -  $\lg f_{O_2}$  -

$MgO$  для пород интрузива Тулай-Кирыка в зависимости от температуры ( $^{\circ}C$ ).

ния массива Тулай-Кирыка, используем вычисленные средние составы в массиве по ультрабазитам, базитам, диоритам и гранитам (см. табл. 2). Используем также рассчитанные средние составы (I-III) предполагаемых исходных магм для интрузива (см. табл. 9). Имеющиеся значения окисного и закисного железа из всех перечисленных составов дают возможность, используя соответствующее выражение

$$\log f_{O_2} = \frac{\log \left( \frac{Fe_2O_3}{FeO} \right) \times x + 0,8998}{0,188} + 0,00128T - 2,503$$

где  $FeO$  и  $Fe_2O_3$  в мас. %,  $T$  - в  $^{\circ}C$ , являющееся модификацией известной формулы /Nathan, Van Kirk, 1978/, определить фугитивность кислорода в определенном интервале температур. Поскольку набор пород массива Тулай-Кирыка охватывает широкий диапазон от ультрабазитов до гранитоидов, зададимся температурным интервалом от 1500 до 600  $^{\circ}C$ . Ультраосновные породы исследуемого массива, очевидно, являются кумулатами магнезиального базитового расплава, как это, несомненно, показано для аналогичного горизонта пикритов и плагиоклазовых ультрабазитов Норильских дифференцированных интрузий /Золотухин, 1964; Петрология..., 1975/, где температура исходного расплава приближается к 1300  $^{\circ}C$ . Минимальная температура кислых расплавов, судя по имеющимся для них физико-химическим диаграммам (см. далее), в наиболее вероятном диапазоне давлений (0,5-5,0 кбар) приближается к 700  $^{\circ}C$ .

По полученным расчетным значениям  $f_{O_2}$  были построены (рис. 17)

диаграммы, связывающие  $-\lg f_{O_2}$  и  $MgO$  (мас. %) для соответствующих

составов во всем диапазоне температур, включая маловероятные наиболее высокие (1500–1400 °C) и наиболее низкую (600 °C), для которых проведены штриховые линии. Для каждой из остальных диаграмм для определенной температуры в реальном диапазоне сплошными линиями показаны отрезки диаграмм, наиболее вероятные для данной породы, и штриховыми – маловероятные.

Можно видеть, что в пределах изотерм, проведенных через каждые 100°, с понижением  $MgO$   $f_{O_2}$  эволюционирует, постепенно уменьшаясь от ультра-

базитов через базиты к диоритам. Для диоритов наблюдается четкий минимум  $f_{O_2}$ , и далее она заметно возрастает в сторону сиенито-диоритов и грани-

тов. Вероятный диапазон  $\lg f_{O_2}$  получился для ультрабазит-базитового го-

ризонта (1300–1200 °C) от -7,8 до -8,8, базитового горизонта (1200–1100 °C) от -8,8 до -9,5, диоритового подгоризонта из диоритового горизонта (1100–1000 °C) от -9,5 до -10,8 и сиенито-диоритового подгоризонта (1000–900 °C) от -10,45 до -11,14. Для гранитного горизонта (800–700 °C)  $f_{O_2}$  от -10,08 до -10,74. Вероятный исходный ультрабазит-

базитовый расплав (1300 °C) мог иметь  $\lg f_{O_2} = -8$ ; с учетом в составе исходного расплава массива еще диоритового горизонта, т.е. заметного его поокисления (1200 °C),  $\lg f_{O_2}$  должен понизиться почти до -9,0.

В указанные суждения по режиму  $f_{O_2}$  следует, однако, внести некоторые коррективы исходя из эволюционной кривой фракционной кристаллизации исходного расплава интрузива Норильск-I, рассчитанной по методу Х. Натана и К. Ван Кирка /Nathan, Van Kirk, 1978/ и нанесенной на эту же диаграмму (в ее нижней части) с температурными оценками расчетного характера. Можно видеть, что фугитивность  $O_2$  в интервале температур 1350–1200 °C для фракционирующей базитовой магмы с составом от 12,5 до 6 %  $MgO$  остается относительно стабильной, а с дальнейшим снижением температуры от 1200 до 1000 °C резко уменьшается от -7,6 до -9,0.

Ультрабазит-базитовая часть рассмотренных выше диаграмм для Тулай-Кирьяка очень напоминает пологий отрезок для рассчитанной кристаллизации интрузива Норильск-I, в то время как резкое уменьшение  $f_{O_2}$  соответствует

и там, и там интервалу от базитов до диоритов. Отсюда следует, что  $\lg f_{O_2}$

для базитовых частей двух интрузивов отличается на один-два порядка (соответственно -(7,8–8,8) и -(6,7)). От базитов до диоритов включительно интервалы  $\lg f_{O_2}$  для сопоставляемых интрузивов соответственно -(8,8–10,8) и

-(6,7–9,0). Общая эволюционная кривая  $f_{O_2}$  для массива Тулай-Кирьяка про-

слеживается от предполагаемого глубинного ультраосновного расплава (1400 °C) через фракцию предполагаемого исходного расплава (I) к базитам, собственно диоритам, диоритам в целом, сиенито-диоритам и, наконец, гранитам (800–600 °C). Обращает на себя внимание то, что этот тренд Тулай-Кирьяка про-

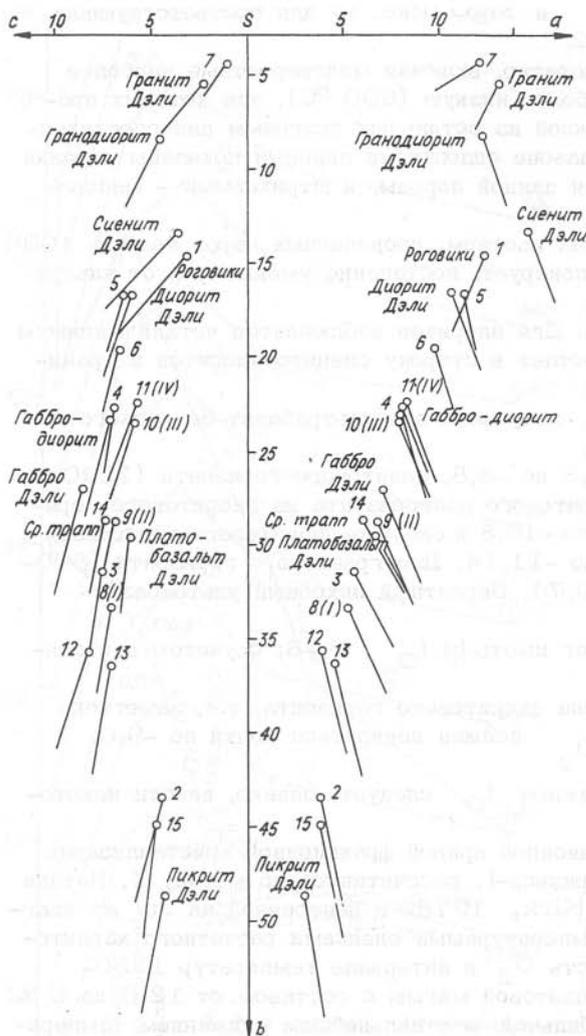


Рис. 18. Диаграмма А.Н. Заварицкого для средних составов главных пород интрузива Тулай-Кирыка и состава вероятных исходных расплавов в сравнении с составами эталонных пород по Дзэли и некоторых прочих объектов (пояснения см. в тексте; нумерация та же, что и в табл. 9).

ходит через три предполагаемых состава исходных магм (I-III), для которых  $\lg f_{O_2}$

соответственно равен  $-8,1$ ;  $-8,9$ ;  $-9,5$ . Подчеркнем также присутствие у тренда гранитоидного максимума  $\lg f_{O_2}$  ( $-10,1$ ) при  $900^\circ C$ , сменяющегося гораздо более низкими значениями ( $-10,7$ - $-11,5$ ) с дальнейшим понижением температуры до  $600^\circ C$ .

Детализируем теперь вопрос о вероятной исходной магме для массива Тулай-Кирыка. Для этого обратимся прежде всего к диаграмме Заварицкого (рис. 18), на которую нанесены средние составы главных типов пород массива из табл. 2 и 9. Здесь же в табл. 9, 10 и на диаграмме приведены сред-

ние составы вероятной исходной магмы в четырех вариантах: I – средний из ультрабазитов и базитов массива, как наиболее близкий к ультрабазит-базитовому расплаву, II – средний из ультрабазитов, базитов и диоритов, III – средний из ультрабазитов, базитов, диоритов и гранитов, IV – средний из ультрабазитов, базитов, диоритов, гранитов и роговиков. Сюда же на диаграмму для сравнения нанесены средний состав роговиков из экзоконтакта Тулай-Кирыка и средневзвешенный состав дифференцированной ультрабазит-базитовой интрузии Норильск-I в двух вариантах (ан. 12 /Годлевский, 1959/ и ан. 13 – более полный поздний пересчет /Золотухин, Лагута, 1985/). Как можно видеть на диаграмме А.Н. Заварицкого, с заметным отрывом от главного роя векторов средних составов серии массива Тулай-Кирыка расположились ультрабазиты и с еще большим – гранитоиды. Отрыв ультрабазитов по составу объясняется их кумулятивной природой, что касается гранитоидов, то их резкий отрыв указывает явно на иные условия генезиса, чем для главной серии массива.

Таблица 10. Средние содержания главнейших редких и рассеянных элементов в группах горных пород интрузива Тулай-Кирыка и роговиках экзоконтакта, г/т

Элемент	1(7)	2(6)	3(34)	4(10)	5(11)	6(21)	7(15)	8(40)	9(61)	10(76)
Cr	113	458	199	83	60	71	32	238	180	151
Ni	63	792	166	66	74	70	<28	260	195	<162
Co	13	83	63	54	57	55	<14	66	62	<52
Cu	37	1392	159	47	104	77	17	344	244	199
V	141	255	364	227	197	211	<27	348	300	<246
Sr	195	132	204	212	217	214	99	193	200	180
Ba	680	435	228	198	442	326	510	259	282	327
Rb	128	21	20	25	40	32	84	20	24	36
Zn	82	130	106	114	86	99	32	110	106	91
Th	15,00	1,22	0,87	1,88	3,80	2,89	17,0	0,92	1,60	4,64
U	2,43	0,36	<0,18	0,33	0,64	0,49	3,20	<0,21	<0,31	<0,88
a:c	3,81	0,84	0,72	1,15	1,74	1,45	11,18	0,73	0,96	1,33
Q	11,8	-15,1	-7,64	1,34	1,90	1,63	39,63	-8,86	-5,38	3,95

Примечание. Анализы проведены методом атомной абсорбции и другими в аналитических лабораториях ИГиГ СО АН СССР. Нумерация та же, что и в табл. 9. В скобках – число анализированных проб. а:c и Q – параметры пород по А.Н. Заварицкому.

Наиболее близко к средневзвешенному эталонному составу ультрабазит-базитовой интрузии Норильск-I на диаграмме располагается I вариант состава исходной магмы (ан. 8); II вариант очень близок к составу среднего траппа /по Кутолину, 1969/; III и IV варианты на диаграмме близки и почти совпадают со средним составом собственно диоритов (ан. 10, 11 и 4). Сиенито-диориты (ан. 5) уже достаточно близки на диаграмме к местоположению среднего для роговиков, которые являются более глиноземистыми породами. Исходя из всего сказанного, из первых трех вариантов предполагаемой исходной магмы реальным является только I, поскольку ни за счет состава среднего траппа, ни тем более за счет диорита как исходной магмы невозможно получить всего многообразия пород массива. Что касается IV состава, то он указывает лишь на то, что с дальнейшим поглощением роговиков состав уже гибрицизированной магмы II и III еще больше сдвигается на диаграмме в сторону сиенито-диоритов и роговиков.

Попытаемся разобраться в процессе фракционной кристаллизации исходной магмы исследуемого массива и ее соотношении с эталонным составом глубинного магнезиального расплава Норильского района Сибирской платформы. Для этого воспользуемся ранее построенной диаграммой фракционной кристаллизации исходного магнезиального базитового расплава для интрузии Норильск-I /Золотухин, Лагута, 1985/, применив расчетный метод, предложенный Х. Натаном и К. Ван Кирком /Nathan, Van Kirk, 1978/. Основанием для допущения эталонности такого состава глубинной магмы является близость его к средневзвешенному составу многих других дифференцированных магнезиальных базитовых интрузивов Норильского района /Петрология и перспективы..., 1978/. Вместе с тем этот модельный состав исходного расплава может сам быть лишь одной из распротраненных фракций еще более магнезиальных - пикритовых глубинных расплавов, судя по отдельным находкам проявлений расплавов такого состава в Норильском районе.

Аналогичным образом можно предположить, что принятый исходный состав для массива Тулай-Кирьяка является лишь фракцией магнезиального базитового расплава, проявившегося в Норильском районе, и проверить это допущение с помощью упомянутой диаграммы фракционной кристаллизации (рис. 19). По вертикальной оси диаграммы слева обозначено количество твердых фаз (мас. %), справа - количество остаточной жидкой фазы. По горизонтальной оси: 1) на диаграмме справа откладывается мас. % MgO в остаточной жидкой фазе; 2) на диаграмме слева - температура в °C. Сплошными линиями обозначаются количества (в мас. %) выделившегося соответственно оливина, плагиоклаза, клинопироксена и магнетита. Штриховая линия указывает на диаграммах суммарное количество твердых фаз, составляющих вместе с жидкой 100 мас. % при определенной магнезиальности и температуре этой жидкой фазы. При нанесении на эту диаграмму средних по главным породам массива Тулай-Кирьяка и предполагаемых составов исходной магмы (I-III) можно видеть следующее. Ультраосновные породы массива по отношению к исходной магме Норильск-I являются кумулатом, возникшим при добавлении в нее в среднем около 8 % осевшего магнезиального оливина, в то время как наиболее магнезиальные породы массива (плагиоклазовые ультрабазиты) возникают из такой магмы при добавлении в нее уже около 20 % оливина.

Исходная магма I для массива Тулай-Кирьяка представляет в таком случае исходную магму для интрузии Норильск-I, потерявшую около 9 мас. % магнезиального оливина при температуре около 1250 °C. Средний состав базитов массива отвечает жидкости, потерявшей около 13 мас. % магнезиального оливина при температуре около 1225 °C, а ранее предполагавшиеся варианты II и III средних составов массива Тулай-Кирьяка должны были бы поте-

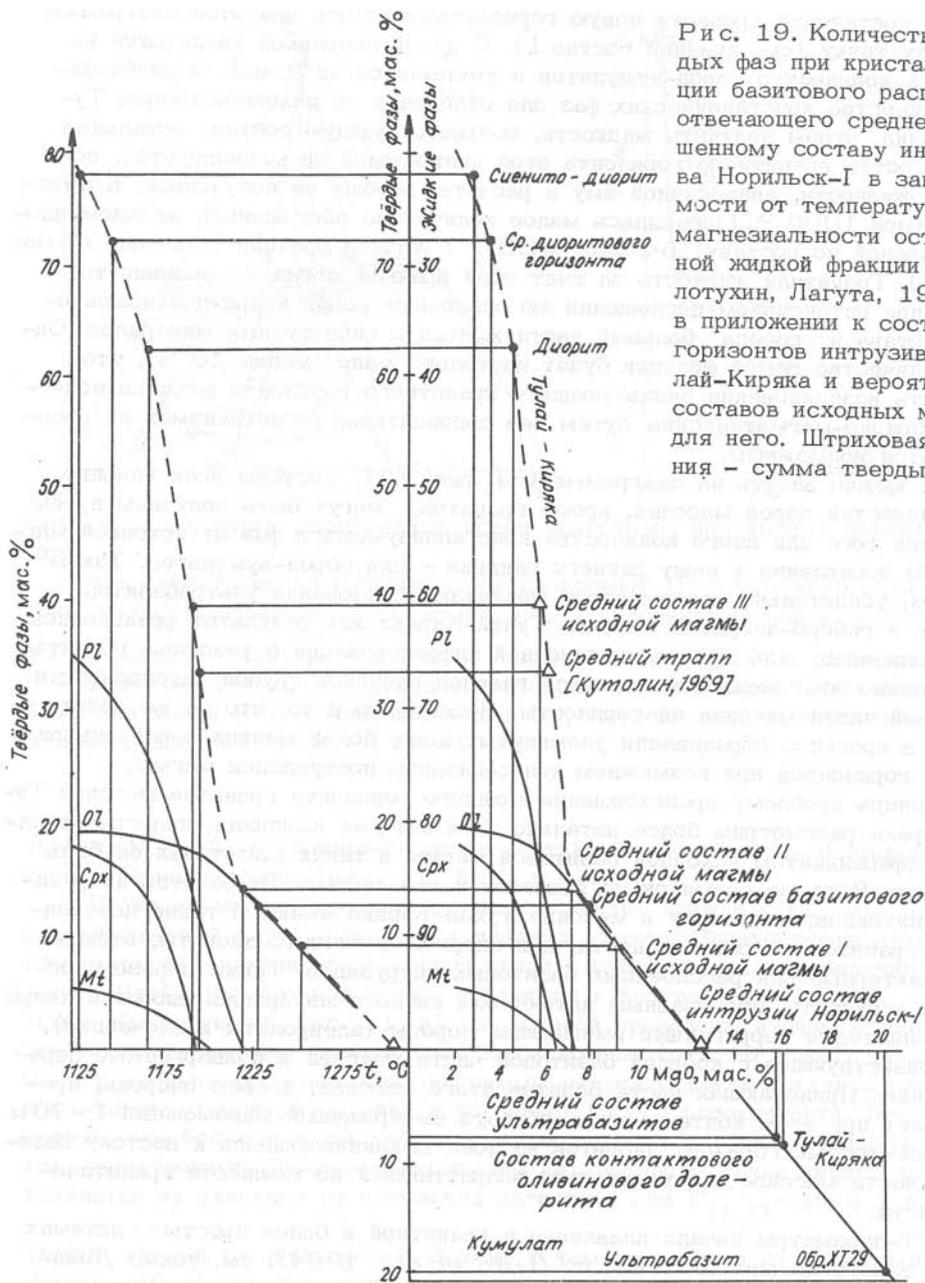


Рис. 19. Количество твердых фаз при кристаллизации базитового расплава, отвечающего средневзвешенному составу интрузива Норильск-I в зависимости от температуры и магнезиальности остаточной жидкой фракции /Золотухин, Лагута, 1985/ в приложении к составу горизонтов интрузива Тулай-Кирыяк и вероятных составов исходных магм для него. Штриховая линия - сумма твердых фаз.

рять соответственно около 14 и 39 мас. % (в то время как средний трапп - 33 мас. %) кристаллических фаз. Для возникновения габбро-диоритов и собственно диоритов должно быть отделено не менее 63 %, сиенито-диоритов - 78 %, а для образования диоритового горизонта в целом - около 72 мас. % кристаллических фаз (при 1150 °C).

Чтобы вести отсчет необходимого количества отделяемых кристаллических фаз непосредственно от состава I исходного расплава массива Тулай-

Кирыка, достаточно провести новую горизонтальную ось для этой диаграммы через эту точку (см. средний состав I). С такой поправкой увеличится на 9 мас. % количество пород-кумулятов и уменьшится на 9 мас. % необходимое количество кристаллических фаз для отщепления от исходной магмы Тулай-Кирыка, чтобы получить жидкость, соответствующую составу остальных пород. Состав гранитного горизонта этой диаграммой не моделируется, поскольку жидкости, аналогичной ему в расчете, вообще не получилось, вместо нее (при 1000 °C) появилось малое количество обогащенной железом диоритоподобной по составу (54 мас. %  $\text{SiO}_2$ ) жидкой фракции (с менее 0,5 мас. %  $\text{MgO}$ ). Гранитная жидкость за счет этой фракции могла бы возникнуть только при интенсивном поглощении ею осадочных пород кварц-полевошпатового состава и сброса большей части железа в виде рудных минералов. Однако количество самой фракции будет настолько мало (менее 10 %), что объяснить возникновение очень мощного гранитного горизонта массива подобным гибридно-магматическим путем без дополнительных механизмов не представляется возможным.

Как можно видеть на диаграмме (см. рис. 19), составы всех главных разновидностей пород массива, кроме гранитов, могут быть получены путем отщепления того или иного количества кристаллизующихся фаз от исходной магмы либо добавления к нему раннего оливина — для пород-кумулятов. Таким образом, убедительно доказывается механизм образования ультрабазитов, базитов и габбро-диоритов массива Тулай-Кирыка как результат фракционной кристаллизации, т.е. кристаллизационной дифференциации с участием гравитации. Именно этот механизм является главной причиной грубой расслоенности базитовой части массива на горизонты. Несомненно и то, что он же действует и в процессе образования упомянутых выше более мелких серий внутри нижних горизонтов при возможном пульсационном поступлении магмы.

Теперь проблему происхождения мощного горизонта гранитов массива Тулай-Кирыка рассмотрим более детально. Как мы уже выяснили, непосредственным дифференциатом исходной базитовой магмы в таких масштабах он быть не может. В то же время он не является и независимой от базитов интрузивной гранитоидной породой, поскольку в массиве Тулай-Кирыка имеются такие переходные к гранитоидам разновидности, как диориты и сиенито-диориты, отнюдь не характерные для расслоенных базитовых интрузивов. Таким образом, остается допустить, что главным источником кислого материала являются кварц-полевошпатовые терригенные вмещающие породы (алевролиты и песчаники), взаимодействующие с кровлей базитовой части массива и подвергаемые переплавлению. Прилегающая часть базитов этого массива, в свою очередь, претерпевает при этом контаминацию, образуя выдержанный маломощный (~70 м), но повсеместный горизонт диоритов на фоне выклинивающейся к востоку базитовой части массива и относительно возрастающей по мощности гранитоидной части.

PT-параметры начала плавления в гранитной и более простых системах можно видеть на рис. 20 (цит. по /Luth et al., 1964/; см. также /Шинкарев, Иванников, 1983/). Температура плавления снижается по мере усложнения системы (от двух- к четырехфазной) и в системе  $\text{Ab-Or-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  составляет уже около 800 °C при  $P \approx 0,5$  кбар и около 650 °C при  $P \approx 5$  кбар. На изобарическую диаграмму ( $P = 0,5$  кбар)  $\text{SiO}_2\text{-Ab-Or-H}_2\text{O}$ , спроектированную на базовое основание тетраэдра (цит. по /Tuttle, Bowen, 1958/), были нанесены точки составов гранитоидов, сиенито-диоритов и роговиковых пород. Можно видеть, что точки гранитоидов распределены полосой от температурного минимума 780 °C и выше по изотермам в сторону обогащения  $\text{SiO}_2$ . Точки роговиковых пород наблюдаются в интерва-

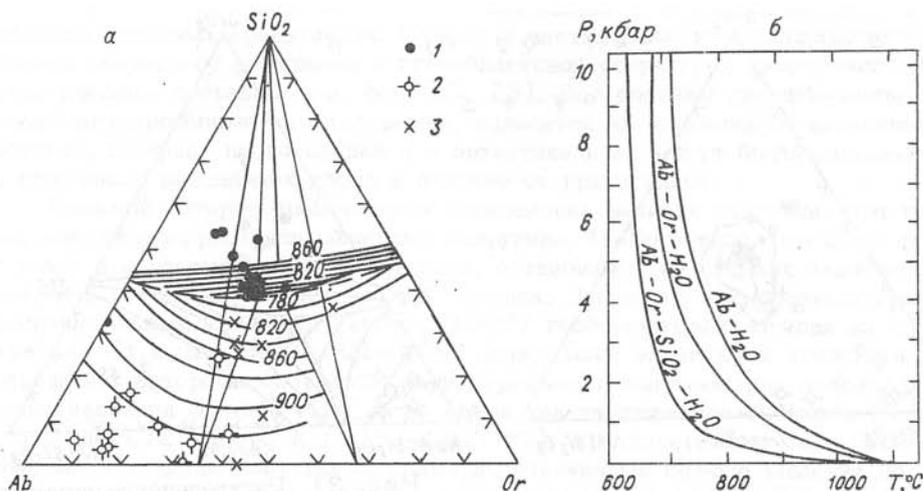


Рис. 20. Некоторые физико-химические диаграммы для кислых изверженных пород.

а - схематическая изобарическая диаграмма ( $P = 0,5$  кбар) для системы  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ , спроектированная на безводное основание тетраэдра (цит. по /Tuttle, Bowen, 1958/). (1 - граниты; 2 - сиенито-диориты; 3 - роговики экзоконтакта для пород Тулай-Кирыка). б - диаграмма P-T начала плавления в гранитной системе и более простых системах (цит. по /Luth et al., 1964/).

ле 820-920 °C, а сиенито-диоритов - от 860 до 940 °C - в сторону резкого обеднения пород  $\text{SiO}_2$  (до 10 % и менее).

В указанных высокотемпературных условиях должен существовать непрерывный твердый раствор щелочных полевых шпатов. Однако температурные оценки должны находиться в тесной связи с существовавшими величинами давлений. Чтобы разобраться в них, обратимся к диаграмме Ab-Or-Q с нормативным корундом (рис. 21, а), на которой проведены изолинии концентрации точек для кислых изверженных пород вообще (цит. по /Luth et al., 1964/). На эту же и последующие две диаграммы нанесены точки составов гранитоидов, сиенито-диоритов массива и роговики из его экзоконтакта. Нетрудно заметить, что большая часть точек гранитоидов массива попала в центр диаграммы, оконтуренный 5%-ным содержанием фигуративных точек кислых пород, и находится на удалении от положения эвтектики при  $P_{\text{H}_2\text{O}} \sim 10$  и 5 кбар

(полые кружки на диаграмме). Вместе с тем поблизости от эвтектики при  $P_{\text{H}_2\text{O}} \sim 5$  бар расположилась группа точек роговиковых пород.

Диаграмма гранитной системы при давлении 5 кбар изображена на рис. 21, б (цит. по /Luth et al., 1964/). Видно, что сплошного поля твердых растворов щелочных полевых шпатов уже нет, а имеются самостоятельные поля твердых растворов  $\text{Or}_{\text{SS}}$  и  $\text{Ab}_{\text{SS}}$ . Направление изотерм здесь резко изменилось в нижней части диаграммы по сравнению с рис. 20, а, и фиксируется эвтектика при температуре около 650 °C, в то время как кучное скопление точек гранитоидов располагается вблизи изотермы 740 °C. Это не соответствует допущению о возможном давлении в 5 кбар.

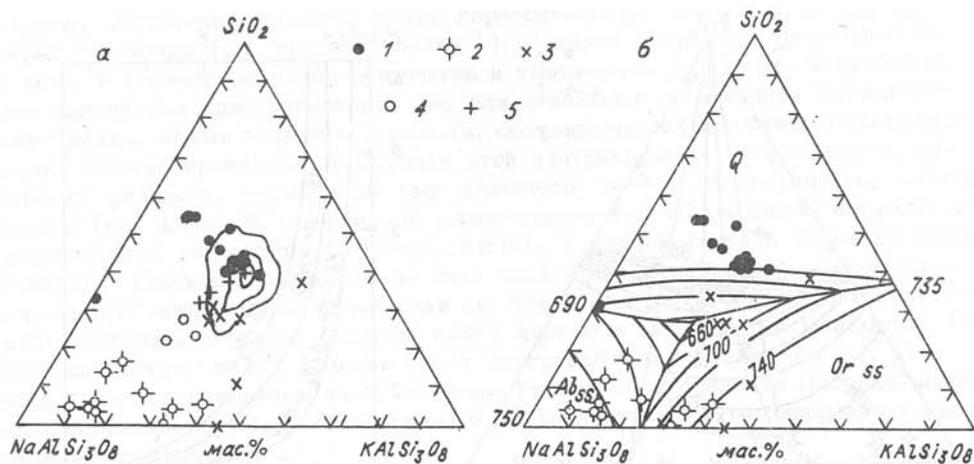


Рис. 21. Распределение нормативных альбита, ортоклаза, кварца в кислых изверженных породах интрузива Тулай-Кирыка на ряде диаграмм.

а - диаграмма для гранитоидов с нормативным корундом. Изолинии проведены через 5, 10 и 15 % фигуративных точек (цит. по /Luth et al., 1964/). б - гранитная система при давлении 5 кбар (цит. по /Luth et al., 1964/). в - положение изобарического минимума в системе  $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8 - \text{K Al Si}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  при различных да-

влениях воды (бар), контур - максимум концентрации фигуративных точек нормативных составов гранитов (цит. по /Luth et al., 1964/). Для интрузии Тулай-Кирыка составы: 1 - гранитоподобных пород, 2 - сиенито-диоритовых пород, 3 - роговиков экзоконтакта; 4, 5 - по /Luth et al., 1964/: 4 - положение эвтектики при давлении воды 5 и 10 кбар, 5 - положение тройного минимума в гранитной системе при различном давлении воды.

На следующей диаграмме (см. рис. 21, в) указано положение изобарического минимума в этой же системе при различных давлениях воды (цит. по /Tuttle, Bowen, 1958/). Можно видеть, что местоположение точек гранитоидов массива сдвинуто от максимума концентрации фигуративных точек нормативных составов известных гранитоидов в сторону значительно большего обогащения их кварцем и все больше приближается к изобарическому минимуму по мере понижения давления от 4000 до 500 бар. Отсюда делаем заключение, что давление воды во время расплавления пород терригенной толщи здесь вряд ли превышало 1000 бар и скорее всего было около 500 бар (т.е. составляло менее 2 км литостатической нагрузки).

Растянувшийся шлейф точек гранитоидов массива в сторону вершины с кварцем указывает на значительное превышение количества его (на 10 % и

более) против котектического соотношения кварца с полевыми шпатами в составах типичных гранитоидов. Отсюда и частые находки недоплавленного исходного кварцевого материала с гранобластовой структурой избыточного над котектическим составом (см. фото 27, 28). Все составы сиенито-диоритов, продемонстрированные на диаграммах, находятся на удалении от легкоплавких составов, лежащих на котектике и в эвтектике и не могут быть выплавками из осадочных вмещающих пород в отличие от гранитоидов.

Большой интерес представляет определение величин давления, при которых могут формироваться минералы интрузива. Помимо того, что было сказано выше при рассмотрении гранитоидов, остановимся на оценках давлений для базитовой и ультрабазитовой частей массива. Для этого воспользуемся недавно предложенным /Köhler, Brey, 1988/ геобарометром. Исходя из содержаний Са в оливине (0,001–0,002 формульной единицы) и используя два приводимых авторами соответствующих уравнения, получаем ряд оценок. Величина давления 35–0,4 кбар, в то время как температура составляет соответственно 1325–1340 К (1052–1067 °С). При содержании Са = 0,0015 формульной единицы получаются примерно одинаковые оценки давления по обеим формулам (22–25 кбар) при температуре 1332 К (1059 °С). Обращает на себя внимание то, что максимальные оценки давления получаются для оливина из пикритовых пород и значительно меньшие – из оливиновых габбро. Интерпретируя полученные значения давлений и температур, следует отнести их, очевидно, к условиям кристаллизации оливина от глубины около 100 км до интрузивной камеры (более 2 км). Оптимальные полученные давления отвечают глубине около 70 км, где, возможно, находился промежуточный очаг с благоприятными условиями глубинной кристаллизации оливина находящегося в породах массива.

Завершая раздел петрологии интрузива Тулай-Киряка на Таймыре, подчеркнем, что интрузив является доскладчатым, судя по расчлененности, субпараллельной стратификации вмещающих пород, и возник еще, вероятно, на платформенной стадии развития региона. В то же время значительная мощность гранитоидов, сопровождающих базиты, может указывать на его краевое положение в структуре платформы, благоприятствующее их развитию, как указывает ряд авторов на примере других объектов.

Рассмотрение проблемы гибридизма внедрившегося расплава интрузива пока не завершено, поскольку материала по распределению в дифференциатах редкоземельных элементов, а также изотопии стронция было еще недостаточно. Пока рукопись находилась в печати, такой интересный материал, указывающий на значительную роль процессов гибридизма внедрившегося расплава, значительно пополнился и будет в ближайшее время освещен в специальных статьях на эту тему. На очереди подобные же исследования на основе изотопии неодимия. То же следует сказать и в отношении комплекса данных по абсолютному возрасту.

## Глава 7

### ВОПРОСЫ АВТОМЕТАМОРФИЗМА, КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА И СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Объяснить возникновение мощных контактовых изменений (200–400 м) в экзоконтактах массива очень непросто. Роговики неоднородны по минераль-

ному составу – от биотитовых и роговообманковых к ортопироксеновым, кордиерит–ортопироксен–плаггиоклазовым и оливиновым. Повсеместно в их составе (см. табл. 3) есть нормативный корунд и значительные количества калишпата (от 16 до 32 мас. %). Плаггиоклаз в роговиках колеблется как по содержанию (13–43 мас. %), так и по составу (от 6 до 44 %  $Al_2O_3$  комп.). Количество апатита заметно больше, чем в базитах и приближается к такому в сиенито–диоритах. Сумма окисных рудных минералов 2–4 мас. %. В отдельных случаях, судя по содержанию валовой серы в химических анализах роговиковых пород, может резко возрастать количество сульфидов среди рудных минералов. В темноцветных минералах наблюдается значительное количество железистого компонента. Так, в нормативном оливине – до 40 % и более  $Fe_2O_3$  комп., в ортопироксене – 35–48 %  $Fe_2O_3$  комп. Следует также заметить, что количество кварца колеблется в различных роговиках от 27 до 0 мас. %. В оливиновых разновидностях имеет место даже значительная недосыщенность их состава по  $SiO_2$ , хотя в целом эти породы по составу приближаются к кварцевым сиенито–диоритам, являясь менее известковыми и железистыми, но более магнезиальными и калиевыми. Что касается микроэлементов, то роговики обычно в большей мере обогащены “несовместимыми” элементами, чем сиенито–диориты (см. табл. 2 и 10), что особенно хорошо заметно по Ba, Rb, Th, U.

Мелкозернистые роговиковые породы не всегда просто макроскопически, а иногда и микроскопически отличить от долеритовых эндоконтактных интрузивных пород. В этом отношении они могут быть сопоставлены с пироксен–биотитовыми роговиками, ранее описанными нами в непосредственной связи с несколькими мелкими кислыми согласными интрузивами метадiorитового до гранитового типа по р. Горбичин /Золотухин, Олейников, 1963/. Если расслоенный нижежащий интрузив будет достаточно мощный, как в случае Тулай–Кирыка, а количество кислых линзовидных прослоев в роговиках, претерпевших метасоматическую переработку, достаточно велико, то можно полагать, что при слиянии таких прослоев в условиях продолжающейся их интенсивной метасоматической переработки возникнет крупное тело гранитоподобных пород на кровле пластинообразного базитового тела. Подтверждением этого являются находки у верхнего эндоконтакта гранитов в западной части массива Тулай–Кирыка многочисленных темных угловатых реликтов роговиков в гранитной массе, в то же время здесь поблизости обнаружены роговики с пятнами, а также линзочками и отдельными просечками гранита.

Столь неоднозначные взаимоотношения указывают на роль интенсивного метасоматического воздействия на роговики со стороны гранитов. Рассматриваемый процесс, по–видимому, является многоэтапным. На первом этапе при внедрении перегретой ультрабазит–базитовой магмы возникает обширный мощный ореол новообразований за счет толщи терригенных пород, среди которых с удалением от интрузива можно различать породы, принадлежащие к пироксен–роговиковой, амфибол–роговиковой и мусковит–роговиковой фациям контактового метаморфизма. На втором этапе на эти породы накладывается метасоматоз с возникновением обширного ореола контактово–метасоматических изменений с интенсивным развитием щелочных полевых шпатов, кварца, биотита, называемых здесь “роговиками”. На третьем этапе в местах наиболее интенсивного метасоматоза вдоль зон трещиноватости на фоне все еще существующего термального ореола, очевидно, происходит расплавление получившихся метасоматитов с возникновением системы первоначально мелких, а затем сливающихся в более крупные тела – гранитоидного состава – наследующие по составу в основном кислые терригенные осадочные по–

ропы. Таким образом, образование горизонта гранитов идет, очевидно, по принципу обычной "гранитизации": сначала метасоматическая переработка вмещающих пород, а затем расплавление их по достижении ими наиболее легкоплавкого - эвтектического - состава.

На диаграмме  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , рассмотренной на рис. 14 ранее, можно видеть, что за гибридно-магматическими габбро-диоритами и диоритами в порядке повышения  $\text{SiO}_2$  и  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  на трендах расслоенных ультрабазит-базитовых интрузивов располагаются ореолы составов гибридно-метасоматических кислых пород, за которыми следуют метаморфогенно-метасоматические составы "роговиков" и далее ореолы кислых пород р. Горбиачин, интрузива Болгохтох, горы Черной и массива Тулай-Кирыка. К кислым породам р. Горбиачин тяготеют также гранитоподобные околорудные метасоматические породы интрузии Норильск-I, развивающиеся по любым вмещающим породам. В указанном порядке последовательно сменяются породы магматической серии (ультрабазит-базиты и базиты) - гибридно-магматические породы (диориты) - гибридно-метасоматические (метадiorиты) - метаморфогенно-метасоматические (роговики) - кислые магматические породы (гранитоиды).

Во многих исследованных расслоенных ультрабазит-базитовых интрузивах Норильского района в верхней их части закономерно появляются кислые гибридно-метасоматические породы, чаще всего называемые метадiorитами. Метасоматическая их природа не вызывает сомнения, так как развиваются они в пределах верхнего горизонта расслоенной серии безоливиновых габбро-долеритов и имеют реликты самих этих пород и их минералов /Годлевский, 1959; Золотухин, 1964/.

Подобные же породы проявляются в верхней части и расслоенных покровов пикритовых базальтов /Золотухин и др., 1986/. Это означает, что кристаллизующиеся ультрабазит-базитовые расплавы на последнем этапе отделяют растворы, производящие активное метасоматическое воздействие и превращающие долериты и габбро-долериты кровли в кислые "метадiorиты". Естественно, что подобные растворы, покидая пределы интрузива, в кровле вмещающих пород производят подобные изменения и тем интенсивнее, чем кислее по составу вмещающие породы благодаря эффекту кислотно-основного взаимодействия /Коржинский, 1957/. На начальном этапе изменения образуются метаморфогенно-метасоматические "роговики", а на последующем этапе осуществляется их расплавление. Вместе с тем, проходя по интрузиву в целом, упомянутые растворы производят автометаморфизирующее воздействие и на породы нижнего ультрабазит-базитового горизонта, вызывая появление в них наложенного парагенезиса - кварца, бурой роговой обманки, бурого биогита, среднего до кислого плагиоклаза, калишпата, зеленого метасоматического клинопироксена и сопутствующих рудных минералов - магнетита и сульфидов (пирротин-халькопиритового состава). Начинается тем самым подготовка к превращению пород ультрабазит-базитового и базитового горизонтов в метадiorиты, тогда как одновременно в кислых терригенных породах возникающие метасоматиты все более приближаются по составу к гранитоидам и, наконец, с дальнейшим привнесом вещества и тепла достигается возможность появления здесь и расплавов такого состава.

Несомненно, что большую роль в этом процессе должен играть помимо привноса растворами тепла во вмещающую толщу режим подвижных компонентов, прежде всего щелочей и в особенности калия /Коржинский, 1957/. Аналогично с упоминавшимися гранитоидными породами р. Горбиачин на Сибирской платформе /Золотухин, Олейников, 1963/ в кислых породах массива Ту-

лай-Киряка присутствует сходная ассоциация минералов – средний и кислый плагиоклаз, ортоклаз, бурая и зеленая роговые обманки, бурый и зеленый биотит, кварц.

Как было показано для кислых пород р. Горбиачин, здесь была обнаружена закономерная смена определенных парагенезисов этих минералов от поля I до поля IV известной диаграммы Д.С. Коржинского для гранитоидов. Это определенно указывает на изменение в процессе образования пород химического потенциала калия. Наибольший  $\mu K_2O$  фиксируется парагенезисом зеленого клинопироксена с биотитом и ортоклазом в магматических гранитоподобных породах р. Горбиачин и в метасоматических новообразованиях в метабазитовых породах массива Тулай-Киряка. Многократно наблюдалась ассоциация скоплений зерен рудных минералов (чаще магнетит) в парагенезисе с выделениями роговой обманки и биотита, причем с признаками развития рудных минералов по фемическим минералам.

При наличии в системе серы появляется значительное количество зерен сульфидов, представленных пирротином (наиболее распространен), халькопиритом, реже присутствует пентландит. В этих случаях часто можно видеть следы замещения сульфидами более раннего магнетита. Шлиры сплошных сульфидов (пирротин) нередко наследуют скопления зерен темноцветных минералов, и тогда от первоначальной породы здесь остаются лишь метасоматически измененные плагиоклазы. Пирротин нередко замещается пиритом, марказитом или мельниковитом.

Судя по всему, главным механизмом возникновения сульфидов в породах массива являются сульфуризация в твердом виде окисных и замещение темноцветных минералов /Золотухин, 1988/. В "роговиках" также наблюдаются единичные вкрапленники, достигающие 0,5 мм в диаметре, халькопирит-пирротинового состава с пентландитом. То, что сера в составе этой ассоциации сульфидов не заимствована из вмещающих пород, а представляет собой ювенильный глубинный элемент в составе как пикритовых (обр. ХТ-60в) пород, так и диоритов (обр. ХТ-56) интрузива Тулай-Киряка, показывает определение соотношения изотопов серы – соответственно  $\delta S^{34} = +1,0$  и  $\delta S^{34} = +3,3$  ‰ (ИГиГ СО АН СССР, Е.Ф. Доильницын). Для сравнения образцов из нашей коллекции в этой же лаборатории были определены соотношения для вкрапленных сульфидных руд интрузии Норильск-I ( $\delta S^{34} = +8,1$  ‰) и для различных сплошных талнахских руд ( $\delta S^{34} = +10,9 \div +11,4$  ‰). Это указывает на существенное обогащение этих руд тяжелой коровой серой по сравнению с сульфидами интрузива Тулай-Киряка, в котором соотношение изотопов серы уже приближается к метеоритному. Вместе с тем, как мы показали выше, признаки несомненной интенсивной гибридации исходной ультрабазит-базитовой магмы интрузива хорошо фиксируются, особенно в диоритовом горизонте. Отсюда следует, что даже в таких благоприятных условиях для гибридизма поглощение здесь расплавом коровой серы минимально.

## Глава 8

### ПРОБЛЕМА ПЛАТФОРМЕННЫХ ГРАНИТОВ, СВЯЗАННЫХ С ТРАППОВЫМ МАГМАТИЗМОМ

Причины появления кислых гранитоподобных пород, тесно пространственно связанных с трапами Сибирской платформы, обсуждались многими авто-

рами /Соболев, 1936; Тест, 1952; Ляхович, 1955; Даминова, 1956; Годлевский, 1959; Лебедев, 1961; Золотухин, Олейников, 1963; Кузнецов, 1964; Золотухин, 1964; Золотухин, Васильев, 1967; и др./ Однако единогласия в этом вопросе нет и поныне. Согласно известной петрологической концепции Н.Л. Боуэна /Bowen, 1928/, в результате фракционной кристаллизации базитового расплава остаточная жидкость имеет кислый состав, отвечающий гранитоидному. Это подтверждается находками гранофировых жил среди океанических и лунных базальтов, где нет кислого корового материала для ассимиляции. Описаны были подобные гранофировые жилы и в трапах Сибири /Соболев, 1936/, что дало основание найти платформенным гранитам соответствующее место в процессе кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, за счет которой возникают траппы.

Однако с самого начала было ясно, что таким прямым путем невозможно получить колоссальные объемы кислых расплавов, проявившиеся в земной коре континентов /The evolution..., 1979/. Это заставило, как известно, искать самостоятельный источник магм в расплавлении кислого корового материала континентов при погружении его в условиях высоких  $T$  и  $P$ . В то же время известна и концепция "биллиардных шаров" – перегретая базитовая магма как теплоноситель, внедряющаяся в коровые кислые породы, может вызвать их расплавление и формирование очага кислой магмы. Примеры этого известны и на Сибирской платформе – в контактах с базитовыми интрузивами. К ним можно отнести и мелкие реоморфические жилки кислого расплавленного материала вмещающих пород, которые внедряются в сам базитовый интрузив, служащий источником тепла, и другие подобные приконтактные относительно мелкие проявления кислых расплавов. Этим и обусловлено многообразие возможных причин появления таких расплавов.

Вместе с тем обращает на себя внимание факт наибольшего по объему проявления на платформе кислых гранитоидных пород в кровле некоторых дифференцированных расслоенных базитовых интрузий в Норильском районе, как, например, в интрузиве горы Черной. Здесь, как видим, могут быть совмещены и дифференциация базитовой магмы, и расплавление кислых терригенных вмещающих пород под действием мощного теплоносителя – внедряющейся базитовой магмы. Как мы уже подчеркивали ранее /Золотухин, Васильев, 1967/, далеко не все дифференцированные магнезиальные базитовые интрузии в Норильском районе имеют гранитоподобные породы в кровле интрузии. Появляются они только там, где дифференцированный интрузив контактирует с кислыми терригенными осадочными породами типа пермских песчаников и алевролитов. Таким образом, просто за счет дифференциации исходного базитового расплава в камере интрузива гранитный расплав не возникает, а из наиболее кислых пород получается верхний горизонт лишь кварцсодержащих безоливиновых габбро-долеритов /Золотухин, 1964/. Именно за счет этих прикровельных пород при аутометасоматическом их дальнейшем изменении возникают внешне гранитоподобные габбро-диориты и метадiorиты, в которых количество  $SiO_2$  редко превышает 60 мас. %.

Недифференцированные трапповые силы обыкновенно не дают сколько-либо значительных объемов кислых расплавов даже в контакте с кислыми осадочными породами. Отсюда следует, что одна ассимиляция кислого материала не может гибридизировать недифференцированный базитовый расплав до гранитного. Известно, что и для африканских долеритов Карру имеется предел для поглощения  $SiO_2$  и контаминированные долериты не содержат его более 62 % /Mountain, Frankel, 1958/, хотя здесь уже и имеется около 15 % микропегматита в виде перистых прорастаний кварца и щелочного полевого шпата.

Для более интенсивной гибридизации базитового расплава нужна, как выясняется в Норильском районе на примере интрузии горы Черной, еще хорошая его дифференциация, тогда верхний относительно кислый и богатый летучими компонентами дифференциат имеет возможность активно взаимодействовать с кислыми боковыми породами /Золотухин, Васильев, 1967/. К подобным же выводам для таймырских траппов приходит А.М. Даминова /1956/, а для кислых пород р. Горбиачин – В.В. Золотухин и Б.В. Олейников /1963/.

Как было нами выяснено при детальном исследовании кислых пород р. Горбиачин, небольшие силлообразные тела гранитоподобных пород располагаются во вмещающих ороговикованных породах непосредственно над кровлей довольно мощного базитового интрузива, дифференцированного от оливиновых и троктолитовых до безоливиновых и кварцевых долеритов. Важно подчеркнуть, что верхняя прикровельная часть интрузива сложена основными пегматоидами с гранофиром. Эти пегматоидные породы макроскопически выглядят уже как крупнозернистые розовые и красные кислые породы с крупными пластинчатыми и саблевидными кристаллами роговой обманки с реликтами пироксенов. Переход от габбро-пегматитов к гранитоподобным породам здесь осуществляется на расстоянии нескольких метров, но последние уже выходят за пределы кровли интрузива и представляют собой здесь мелкие самостоятельные интрузивные тела, сложенные породами, имеющими состав от диорит-пегматитов и метадiorитов до гранодиоритов и гранитов (табл. 11). По реликтам плагиоклаза и клинопироксена, отвечающим по составу таковым габбро-пегматитов, можно утверждать, что первоначально кристаллизующийся расплав, вероятно, отвечал пегматоидному, а затем ассимилировал кислый материал вмещающей толщи, резко увеличив свою кислотность. Об этом свидетельствуют широкие реакционные каймы вокруг многочисленных ксенолитов "роговиков" вмещающей толщи /Золотухин, Олейников, 1963/. Реакционные взаимоотношения пироксенов и плагиоклазов с таким покислевшим расплавом фиксируются в замещении основного и среднего плагиоклаза кислым, а далее – микропегматитом и кварцем. Микропегматит буквально насыщает всю породу и как бы съедает плагиоклазы, часто образуя вокруг них своеобразные футляры. Клинопироксены начинают замещаться зеленой роговой обманкой и биотитом, видимо, еще на магматической стадии. Четко прослеживается несколько более поздняя наложенная метасоматическая ассоциация минералов, в состав которой входят также зеленая роговая обманка, бурый биотит, зеленый клинопироксен, ортоклаз, кварц, апатит и магнетит. Таким образом, начав кристаллизоваться из гибридного кислого расплава, перечисленные минералы продолжают образовываться и позже при метасоматическом процессе (рис. 22). Постмагматическая стадия начинается с существенно калиевого этапа и заканчивается существенно натриевым со своими ассоциациями минералов. Сквозным минералом является, видимо, лишь кварц.

Подобный же случай гибридизации верхних габбро-пегматоидов песчаниками вмещающих пород можно наблюдать в верхнем контакте интрузива горы Черной в Норильском районе /Золотухин, Васильев, 1967/. Переход осуществляется от верхних пегматоидов к кислым гибридным породам и далее к гранитам (см. табл. 11). Как показали микроструктурные исследования, имеется преемственность ориентировки у кристаллов (40 %  $A_n$  комп.) габбро-пегматоидов и у полого налегающих на них гибридных кислых пород, в которых плагиоклаз уже близок к альбиту. Это указывает на то, что гибридизация пегматоидной магмы шла за счет ассимиляции песчаников на месте и изменение состава плагиоклаза произошло уже после приобретения им первичной магматической ориентировки которую он сохраняет и поныне. На этом участке интрузива метаморфизация песчаников наблюдается в преде-

Таблица 11. Химический состав кислых и гибридных пород некоторых интрузивов северо-западной части Сибирской платформы

Компонент	р. Горбачин					Гора Черная				Норильск-II		Гора Зуб	Болгохтох				Анакит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	70,12	66,54	62,47	61,12	58,97	68,68	70,57	67,20	55,83	68,23	57,02	58,36	66,68	63,89	66,34	62,78	72,85
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,85	1,14	1,84	1,85	1,09	0,67	0,77	1,75	0,71	0,92	0,95	0,38	0,39	0,35	0,39	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,36	11,10	11,50	12,26	12,98	10,58	11,76	15,83	11,78	15,25	16,78	17,57	14,25	14,30	14,07	15,80	11,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,89	3,32	2,30	4,24	5,66	1,80	1,00	-	3,53	1,62	0,47	2,76	2,88	3,10	2,24	2,63	1,62
FeO	0,84	4,42	7,30	5,17	3,17	3,95	2,88	2,94	10,22	3,88	5,44	4,64	2,23	2,56	2,65	2,66	1,81
MnO	0,09	0,15	0,18	0,22	0,04	0,07	0,04	0,06	0,23	0,01	0,09	0,09	0,03	0,03	0,03	0,04	0,06
MgO	0,31	0,64	1,00	2,14	1,95	3,73	1,59	3,27	3,44	2,53	4,99	3,04	1,09	1,65	1,36	2,12	0,10
CaO	3,94	3,24	4,85	4,70	4,84	1,22	2,31	0,63	3,95	0,36	4,79	2,71	2,00	3,72	2,80	2,70	1,26
Na <sub>2</sub> O	4,32	3,66	4,04	3,24	2,66	3,10	4,72	5,80	4,92	3,13	2,43	5,15	3,72	3,87	4,00	3,75	2,36
K <sub>2</sub> O	3,62	4,17	3,20	3,49	5,32	1,45	0,96	0,42	0,66	1,24	0,84	1,60	4,11	4,06	4,06	4,14	6,36
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	0,06	0,07	0,16	0,11	0,19	0,17	1,35	-	0,43	0,68	0,06	-	-	-	-	0,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,13	0,22	0,61	0,39	0,15	0,12	0,15	-	0,19	0,17	0,42	-	-	-	-	0,02
П.п.п.	-	-	-	-	1,28	3,21	2,32	2,38	4,06	2,74	4,09	2,55	-	-	-	-	1,05
S	-	-	-	0,17	0,45	0,05	0,12	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. 1-5 - диорит-пегматиты и другие кислые породы /Золотухин, Олейников, 1963/; 6-9 - кислые гибридные породы /Золотухин, Васильев, 1967/; 10, 11 - кислые гибридные породы ксенолита /Золотухин, Васильев, 1967/; 12 - кислая гибридная порода (среднее из пяти анализов) /Годлевский, 1959/; 13-16 - гранитоидные породы /Комарова, 1968/; 17 - гранофир /Соболев, 1936/.



Рис. 22. Схема последовательности образования минералов в кислых гибридных породах р. Горбачин в магматическую и постмагматическую стадии. Для плаггиоклаза указано содержание An комп., для темноцветных минералов — железистость.

лах подземного контура интрузива. Судя по имеющимся химическим анализам, с переходом от габбро-пегматитов к гибридным породам и метаморфизованным песчаникам закономерно увеличивается количество  $\text{SiO}_2$ , щелочей и уменьшается —  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ . Часть гибридных пород явно обогащена глиноземом, а в целом они несопоставимы по составу с обычными кислыми изверженными породами, поскольку при тех же характеристиках "S" имеют меньшие "a" и большие "b" /Годлевский, 1959/.

Очень показательный и детально обследованный пример гибридизации расплава в долеритовой субвертикальной дайке руч. Ивакина в контактах с крупными ксенолитами песчаника /Золотухин, Васильев, 1967/, представляющей собой крутую апофизу интрузива Норильск-II. Целые плиты песчаника величиной в первые метры захватывались и выносились магмой из пластов, располагающихся ниже по стратиграфическому разрезу не менее первых сотен метров. Как и в интрузии горы Черной, здесь можно видеть действие интенсивного гидростатического напора магмы, активно механически воздействующей на вмещающие породы. Кроме этого, в краевых частях таких огромных ксенолитов имеются широкие каймы гранофириподобной породы, а прилегающие к ним части дайковых пород уже представлены менее кислой гибридной породой (кварцевым габбро-диоритом). В центральных частях ксенолитов сохранился еще метаморфизованный кварц-полевошпатовый песчаник, подобный таковым из пород экзоконтакта интрузива Норильск-II. Что касается гибридных гранитоподобных пород из верхнего горизонта Б горы Зуб /Годлевский, 1959/, то они очень сходны по составу с упомянутыми гибридными породами дайки

Ивакина ручья и мало сомнений в их аналогичном происхождении за счет более масштабной гибридизации прикровельной части дифференцированного интрузива Зуб кислыми осадочными породами вмещающей толщи. Именно на это указывают заметные величины характеристик "а" и "b". Породы эти уже тяготеют к сиенито-диоритам, но в значительно большей мере обогащены глиноземом. К гранодиоритам и граносиенитам близки гранитоиды Болгохтохской интрузии, описанной в качестве самостоятельной интрузии в Норильском районе /Комарова, 1968/. Вместе с тем по составу они близки к некоторым кислым породам р. Горбиачин, вторая часть которых приближается к сиенито-диоритам, как это можно видеть на диаграмме Заварицкого (рис. 23), построенной для сопоставляемых кислых пород региона.

Несомненно, что наиболее ярким примером из всех перечисленных, как показано выше, является интрузия Тулай-Киряка, располагающая уникальным по мощности горизонтом гранитоидов и в восточной части интрузива намного превышающим (мощность более 500 м) основное тело интрузива. Это дало повод некоторым исследователям расценивать его как самостоятельный кислый интрузив, совмещенный в одной камере с основным. Подчеркнем, что горизонт сложен специфическими по структуре (идиоморфизм кварца) и составу (пересыщенность  $\text{SiO}_2$ ) гранитоподобными породами, в том числе с сохранившимися реликтами песчаников.

С учетом всего сказанного выше мы можем утверждать, что здесь имеется случай совмещения двух петрологических путей возникновения кислых расплавов за счет как фракционирования базитового расплава, так и масштабного расплавления кислой осадочной толщи на кровле базитового интрузива (модель "бильярдных шаров"). Возникновение гранитов лишь на кровле, а не вокруг всего ультрабазит-базитового тела интрузива указывает, видимо, на то, что основным теплопереносчиком были флюиды, отделяемые базитовым телом, т.е. теплоперенос был в основном конвективным, а не кондуктивным. Тем не менее гранитизация вмещающей толщи хорошо заметна среди роговиков не только верхнего, но и нижнего экзоконтакта /Равич, Чайка, 1956/.

Для петрохимического сопоставления гранитоидов Тулай-Киряка с ранее упомянутыми проявлениями кислых пород северо-западной части Сибирской платформы рассмотрим табл. 11 и специальную диаграмму Заварицкого (см. рис. 23), на которую нанесены также составы роговиков и некоторых метаморфизованных осадочных пород вмещающей толщи. Можно видеть, что векторы гранитоидных пород Тулай-Киряка располагаются в самой верхней части диаграммы, имеют интенсивный наклон влево, большую их длину и указывают на значительное обеднение железом и обогащение  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , а также  $\text{SiO}_2$ . Этим они резко отличаются не только от гранофиров Сибирской платформы, но и от гранодиоритов, граносиенитов, обладая некоторым сходством лишь с "гранитами всех времен" по Дэли. По обогащенности глиноземом к ним приближаются только гибридизированные габбро-пегматоиды интрузий гор Черной и Зуб, а также упомянутые гибридные породы интрузива Норильск-II, отличающиеся от эталонных габбро-диоритов. Очень сильно отличаются гранитоиды Тулай-Киряка от кислых пород р. Горбиачин и интрузива Болгохтох. Интересно отметить, что в промежутке между гибридизированными пегматоидами и гранитоидами верхней части диаграммы расположились полосой от диоритов до сиенитов экзоконтактовые роговики Тулай-Киряка, гибридные породы и метаморфизованные песчаники горы Черной и гибридные породы интрузии горы Зуб. Гранитоиды интрузива Болгохтох протянулись от гранодиорита по Дэли до граносиенита. К ним же тяготеют гибридные гранитоиды горы Черной.

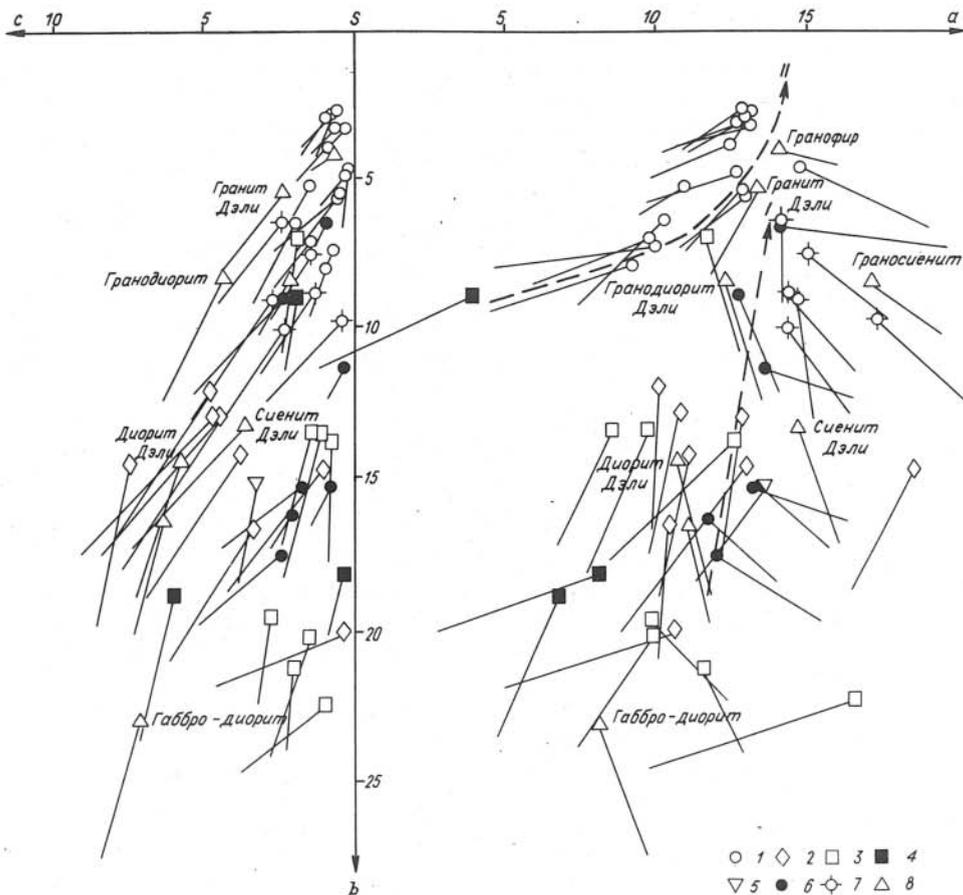


Рис. 23. Диаграмма А.Н. Заварицкого для гранитоидов и роговиков Тулай-Кирьяка, а также кислых гибридных пород ряда интрузивов северо-западной части Сибирской платформы.

1 - гранитоиды Тулай-Кирьяка; 2 - роговики Тулай-Кирьяка; 3-6 - кислые гибридные породы: 3 - интрузива горы Черной /Золотухин, Васильев, 1967/, 4 - интрузива Норильск-II /Золотухин, Васильев, 1967/, 5 - интрузива горы Зуб /Годлевский, 1959/, 6 - интрузива по р. Горбиачин /Золотухин, Олейников, 1963/; 7 - гранодиориты и граниты интрузива Болгохтох /Комарова, 1968/; 8 - типовые породы для сравнения /Заварицкий, 1960/. I и II - типовые тренды эволюции состава кислых пород.

Знаменательно, что на продолжении серии гранитоидов Тулай-Кирьяка расположились метаморфизованные песчаники из ксенолитов интрузии Норильск-II /Золотухин, Васильев, 1967/. С возрастанием щелочности и уменьшением мафических компонентов в песчаниках их состав будет отвечать гранитоидам Тулай-Кирьяка. Этого можно достигнуть лишь метасоматической переработкой и дальнейшим расплавлением такой породы. Одно расплавление песчаников без изменения их состава к подобному результату не может привести. Вместе с тем анатектическая природа гранитоидов Тулай-Кирьяка также не вызывает сомнения и четко отличает их от других кислых пород сопоставляемого региона (см. табл. 11) - гибридных образований и роговиков.

При упомянутой переработке песчаников до роговиков, гибридных пород и гранитоидов резко возрастает их калиевоность в широком диапазоне показателя полевошпатовой известковистости "с", что хорошо видно на проекции "c<sub>sb</sub>" демонстрируемой диаграммы. Обращает на себя внимание нахождение состава роговиков массива Тулай-Киряка в широком диапазоне показателя полевошпатовой щелочности "а". Важно подчеркнуть, что на диаграмме обнаруживаются два тренда. Первый проведен для упомянутого выше эволюционирующего кислого расплава р. Горбичин, который продолжает генеральную эволюционную линию дифференциации с относительно малым нарастанием щелочности при значительном уменьшении мафичности от габбро-диоритов через диориты к гранитам, второй – для серии пород гранитоидов Тулай-Киряка, который характеризуется большим нарастанием щелочности при малом уменьшении мафичности. Это совершенно новый тренд, и характеризует он эволюцию возникшего кислого расплава с интенсивным привнесением щелочей до того уровня щелочности, который характеризует первый тренд (там, где на диаграмме они сходятся вместе). Интересно, что местоположение векторов гранитоидов интрузива Болгохтох и их направленность демонстрируют близость к первому тренду и указывают на очень вероятную связь с гипотетическим глубже залегающим базитовым интрузивом. Несомненно, что источником привноса щелочей является внедряющийся ультрабазит-базитовый расплав.

Согласно "правилу полярности" В.Н. Лодочникова /Левинсон-Лессинг, Струве, 1963/, постмагматические метасоматиты богаты именно теми химическими компонентами, какими бедны сами ультрабазиты и базиты, с которыми эти автометаморфиты связаны. Отсюда следует, что и растворы, производящие эти изменения, соответственно богаты кремнеземом и щелочами. То, что это действительно так, демонстрируют расчеты /Равич, Чайка, 1956/, согласно которым на этапе возникновения контактовых роговиков под действием внедрившейся и кристаллизующейся базитовой магмы из нее во вмещающие породы уже выносятся не только магний, кальций и железо, но и щелочи. Как известно, по мере дифференциации расплава роль последних непрерывно возрастает. Доказательством отсутствия для гранитоидов Тулай-Киряка независимого источника глубинной кислой магмы является двойственная генетическая природа этого кислого расплава. С одной стороны, у него обнаруживается тесная связь с вмещающей толщей роговиков на примере экзоконтактовых гранитизированных пород и их реликтов среди гранитов, а также обогащение глиноземом и гранитов, и роговиков. С другой стороны, очевидна связь и с базитовой частью интрузива, демонстрируемая пространственным совмещением их в одной интрузивной камере и достаточно постепенным снизу вверх переходом по составу от базитов через диориты и диорито-сиениты к гранитам. Об этом же свидетельствует и своеобразие структур и состава (пересыщенность кремнеземом) этих гранитоидов. Это скорее гранитоподобные породы, чем настоящие граниты.

Как показывают расчеты для кристаллизации пикритоидной магмы /Золотухин, Лагута, 1985/, при отделении 70-80 % кристаллов остаточный расплав уже приближается по составу к диоритовому (см. рис. 19), но лишь при его контаминации кислыми коровыми породами могут возникнуть относительно небольшие объемы настоящих гранитоидных расплавов. Другая возможность их появления в ассоциации с трапами, как говорилось выше, – анатексис кислых коровых пород при взаимодействии с большими массами базальтового расплава в промежуточных очагах и интрузивных камерах. Таковы, очевидно, мощные горизонты гранитоидных пород в интрузивах типа Бушвелда, Садбери /Уэйджер, Браун, 1970/ и Тулай-Киряка, могущие питать эффузивы кислого состава, подобные обнаруживаемым, например, среди лав трапловой толщи в

Индии. Следует также подчеркнуть, что появление горизонта гранитоподобных пород в данном случае – это признак дифференцированных ультрабазит-базитовых интрузивов, который сам может служить поисковым критерием массивов такого типа. С ними, как известно, бывает связано сульфидное медно-никелевое оруденение, что придает практическое значение всему изложенному выше.

## ВЫВОДЫ

1. Изученный интрузив Тулай-Кирыка является камерно дифференцированным, имея горизонты ультрабазит-базитового, базитового и диоритового состава. Ультрабазит-базитовый и базитовый горизонты представляют собой непосредственный результат фракционирования исходной материнской магмы.

2. Диоритовый горизонт образовался как гибридный продукт взаимодействия отдифференцированной базитовой магмы с кислым терригенным материалом.

3. Мощный гранитный горизонт вообще не является дифференциатом интрузии, будучи продуктом переплавления осадочного терригенного материала при относительно низкой температуре в экзоконтакте (900 °C и ниже) при параллельном активном воздействии метасоматического процесса со стороны расслоенного базитового интрузива в его кровле (судя по щелочам). На это указывают возникновение сиенито-диоритового подгоризонта, переходного между собственно диоритовым и гранитным горизонтами, и неоднородность строения гранитного горизонта массива: относительно лейкократового (до аляскитового) в средней части и относительно более меланократового – в приконтактной нижней части горизонта.

4. На интенсивный поток тепло- и массоносителя со стороны гипербазит-базитового интрузива указывает также мощный ореол контактово-метасоматических "роговиков" вокруг него с переменным их составом (оливиновые, пироксеновые, роговообманковые, кордиеритовые, биотитовые разновидности), но приближающихся, в общем, по химизму к диоритам и возникающих, несомненно, за счет осадочных терригенных пород.

5. Этот же поток метасоматизирующих растворов накладывается и на остывающие породы самого массива, консолидировавшегося при самых высоких температурах. Отсюда и появление в них явно наложенной минеральной ассоциации: бурая и зеленая роговые обманки, зеленый клинопироксен, бурый биотит, кислый плагиоклаз, альбит, ортоклаз, кварц, пирротин. Подвижность серы в процессе приводит к сульфуризации скоплений железосодержащих минералов как основы для широкого проявления вкрапленного сульфидного оруденения и локального – массивных шпировых и прожилково-вкрапленных сульфидных руд. Относительно малые содержания в них полезных компонентов прямо связаны с относительно малой магнезиальностью исходной магмы и бедностью ее данными компонентами.

6. Состав исходной материнской магмы, очевидно, приближается к составу ультрабазит-базитовой части интрузива, т.е. исключаются из подсчета диоритовый и гранитовый горизонты интрузива. Установлено, что этот состав тяготеет к средневзвешенным составам наименее магнезиальных из числа норильских рудоносных интрузивов. Вместе с тем не исключено, что этот исходный базитовый расплав является лишь фракцией глубинного более магнезиального расплава пикритовидного состава.

7. Кислые породы, тесно связанные с трапями, могут быть полигенными, чаще либо за счет контаминации осадочными породами кислых остаточных расплавов, получившихся благодаря кристаллизационной дифференциации (гибридно-метасоматический механизм), либо путем анатексиса пород кровли под влиянием большой массы внедряющейся перегретой магниальной базитовой магмы (анатектически-метасоматический механизм). Они могут быть одним из поисковых критериев на связанные с ними ультрабазит-базитовые интрузивы, в том числе рудоносные.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гошлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. - М.: Госгеолтехиздат, 1959. - 63 с.
- Даминова А.М. О роли кристаллизационной дифференциации и ассимиляции в образовании пород базальтоидного комплекса Центрального Таймыра // Сов. геология. - 1956. - № 51. - С. 75-91.
- Додин Д.А., Батуев Б.Н. Геология и петрология талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола // Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1971. - С. 31-101.
- Заварицкий А.Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. - М.: Госгеолтехиздат, 1960. - 155 с.
- Золотухин В.В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. - М.: Наука, 1964. - 192 с.
- Золотухин В.В. Обобщенная модель сульфидного медно-никелевого рудообразования как процесса сульфуризации // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. - С. 172-182.
- Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Особенности формирования некоторых трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. - М.: Наука, 1967. - 230 с.
- Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. - 244 с.
- Золотухин В.В., Лагута О.Н. О фракционировании магнезиальных базитовых расплавов и многообразии траппов на Сибирской платформе // Докл. АН СССР. - 1985. - Т. 280, № 4. - С. 967-972.
- Золотухин В.В., Слепников Е.В. О кислых гибридных породах с р. Горбачин (Сибирская платформа) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. - Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1963. - Т. 1. - С. 80-105.
- Когарко Л.Н. Отношение Ni:Co - индикатор мантийного происхождения магм // Геохимия. - 1973. - № 10. - С. 1441-1446.
- Комарова М.З. Об интрузии гранитоидов в Норильском районе // Геология и геофизика. - 1968. - № 5. - С. 104-107.
- Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов. - М.: Изд-во АН СССР, 1957. - 184 с.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. - М.: Недра, 1964. - 385 с.
- Куталин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов. - М.: Наука, 1969. - 140 с.
- Лебедев А.П. К генезису гибридных траппов Подкаменной Тунгуски (Сибирская платформа) // Изв. АН СССР. Сер. Геология. - 1961. - № 5. - С. 17-36.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А. Петрографический словарь. - М.: Госгеолтехиздат, 1963. - 447 с.
- Леснов Ф.П., Королюк В.Н. Первые данные о распределении изоморфной примеси железа в плагиоклазах базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей СССР // Докл. АН СССР. - 1977. - Т. 234, № 4. - С. 922-924.
- Ляхович В.В. О контактовых явлениях, связанных с сибирскими траппами // Тр. ГИН АН СССР. Сер. Петрография. - 1955. - Вып. 159. - С. 118-165.
- Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы / Золотухин В.В., Виленский А.М., Немененок Т.И. и др. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. - 287 с.

- Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии / Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. - 434 с.
- Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой области. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1971. - 248 с.
- Равич М.Г., Чайка Л.А. Дифференцированная интрузия трапповой формации Таймырской складчатой области // Изв. АН СССР. Сер. Геология. - 1956. - № 1. - С. 50-64.
- Равич М.Г., Чайка Л.А. Малые интрузии хр. Бырранга // Тр. НИИГА. - 1959. - Т. 88. - 147 с.
- Рябов В.В., Золотухин В.В. Минералы дифференцированных траппов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - 392 с.
- Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы. - Л.: Главсевморпуть, 1936. - 222 с.
- Тест Б.И. Породы траппового комплекса Анабарского массива и связанные с ним явления гибридизации. - Л.: НИИГА, 1952. - 72 с.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. - М.: Мир, 1970. - 546 с.
- Шинкарев Н.Ф., Иванников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1983. - 270 с.
- Bowen N.L. The evolution of the igneous rocks. - Princeton: Princeton Univ. Press, 1928. - 334 p.
- Macdonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lawas // J. Petrol. - 1964. - Vol. 5. - P. 82-133.
- Mauntain E.D., Frankel I.I. Acidification of dolerite of Coedmore Quarries, Durban. Trans. a. Proc. Geol. Soc. S. Africa. - 1958. - Vol. 61.
- Köhler T., Brey G. Ca in olivine as a geobarometer // Composition and processes of deep-seted zones of continental lithosphere: International symposium abstracts. - Novosibirsk, 1988. - P. 129-130.
- Luth W.C., Jahng R.H., Tuttle O.F. The granite sistem at pressures of 4 to 10 kbars // J. Geophys. Res. - 1964. - Vol. 69. - P. 759-773.
- Nathan H.D., Van Kirk C.K. A model of magmatic cristallization // J. Petrol. - 1978. - Vol. 19, N 1. - P. 66-94.
- Nesbitt R.W., Sun Shen-Su, Purvis A.C. Komatiites: geochemistry and genesis // Can. Mineral. - 1979. - Vol. 17, N 2. - P. 165-186.
- Osborn E.F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magmas // Am. J. Sci. - 1959. - Vol. 257, N 9. - P. 609-647.
- The evolution of the igneous rocks. Fiftieth anniversary perspectives / Yoder H.S. (editor). - Princeton, New Jersey: Princeton University press, 1979. - 520 p.
- Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{SiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  // Geol. Soc. Am. Met. - 1958. - Vol. 74. - 153 p.

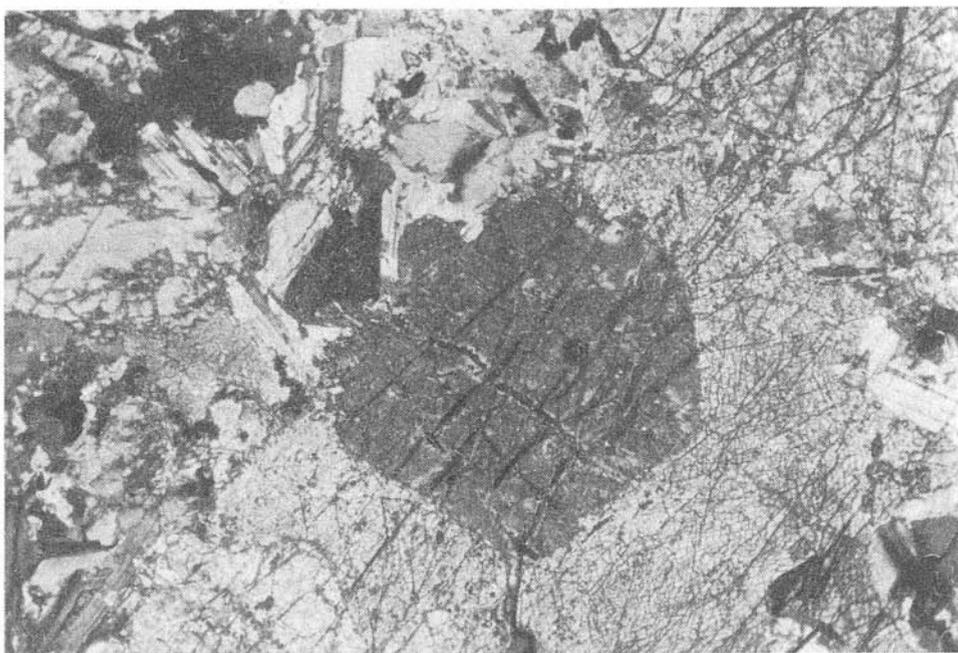


Фото 1. Плагноклаз-роговообманковый перидотит. Шл. ХТ-28а. Ув. 63.  
Ник. +.



Фото 2. Обогащенный плагноклазом перидотит, переходный к троктолитово-  
му габбро. Шл. ХТ-29. Ув. 63. Ник. +.

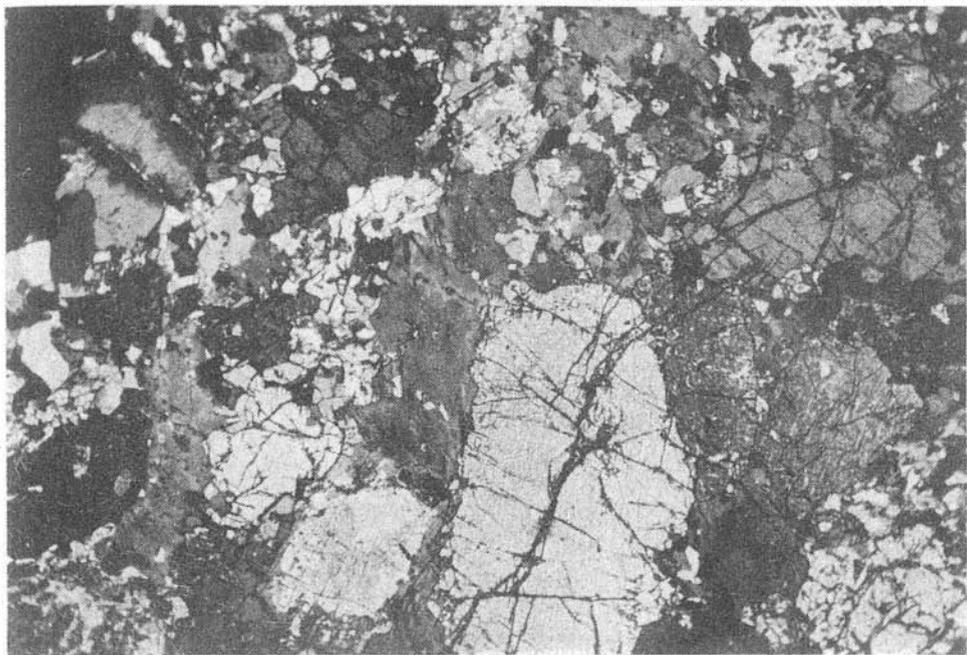


Фото 3. Замещение пироксенов бурой роговой обманкой между зернами оливи-  
на в перидотите. Шл. ХТ-29а, Ув. 63, Ник. +.

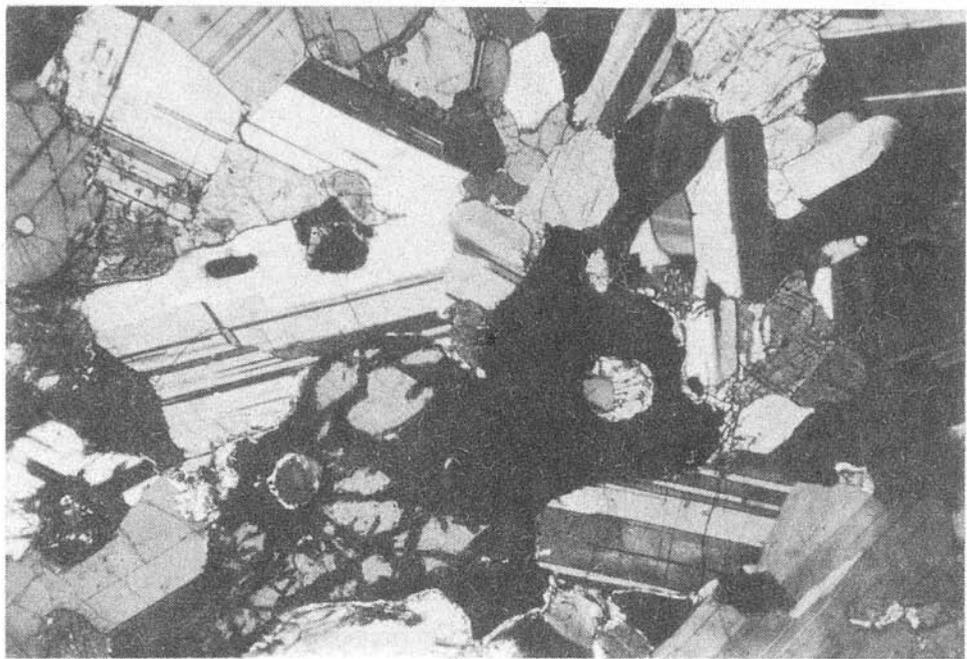


Фото 4. Оливиновое габбро. Шл. ХТ-65а, Ув. 63, Ник. +.

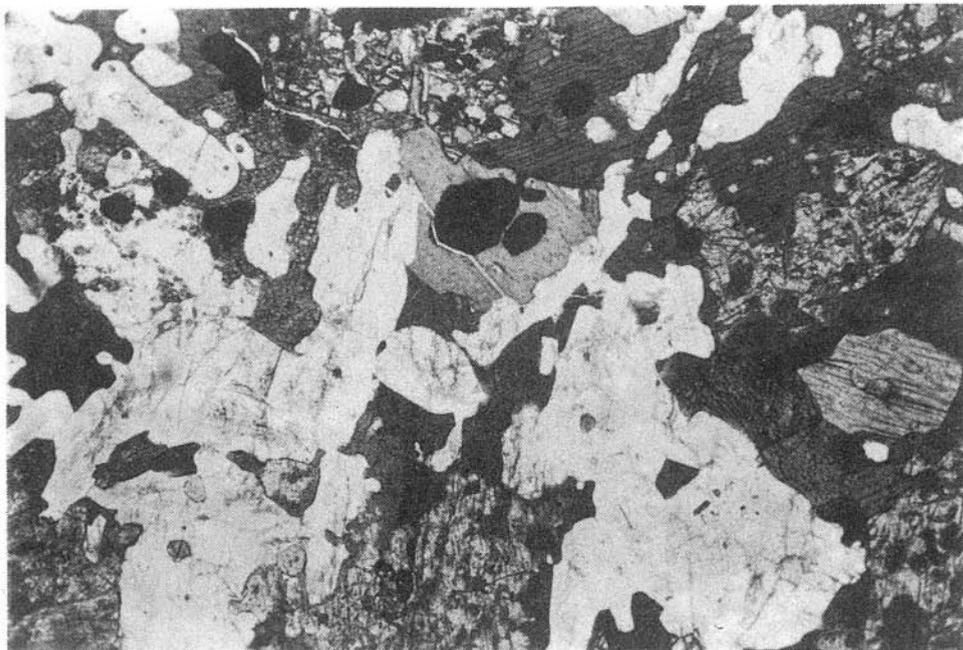


Фото 5. Замещение бурой роговой обманкой пироксенов в оливиновом габбро (оливин остается незамещенным). Шл. ХТ-60а, Ув. 63. Без ник.

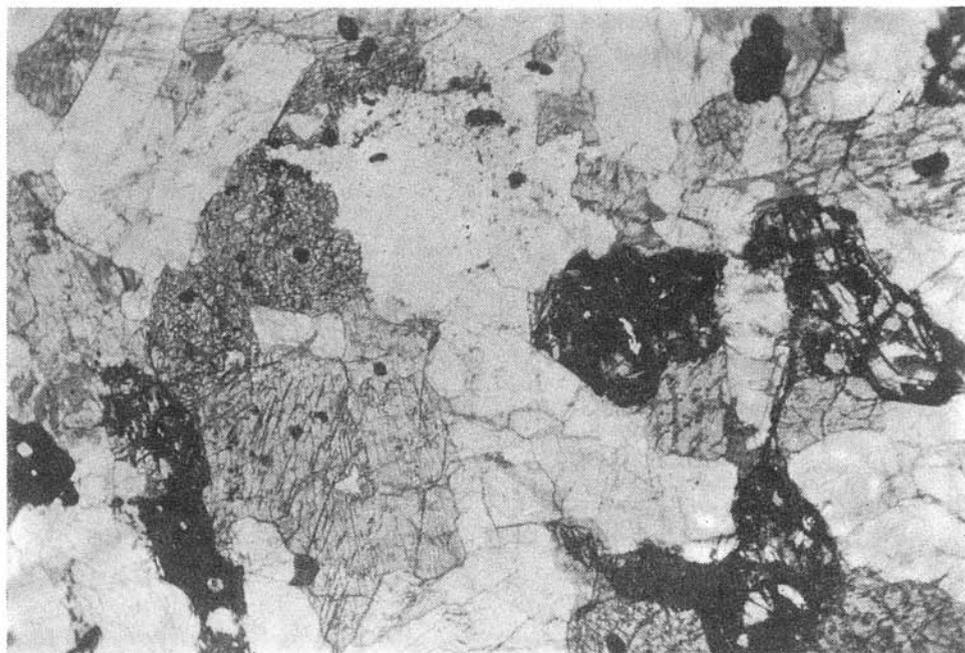


Фото 6. Оливиновое габбро, обогащенное оливином. Можно видеть каймы магнетита вокруг зерен оливина. Шл. ХТ-64, Ув. 24. Без ник.

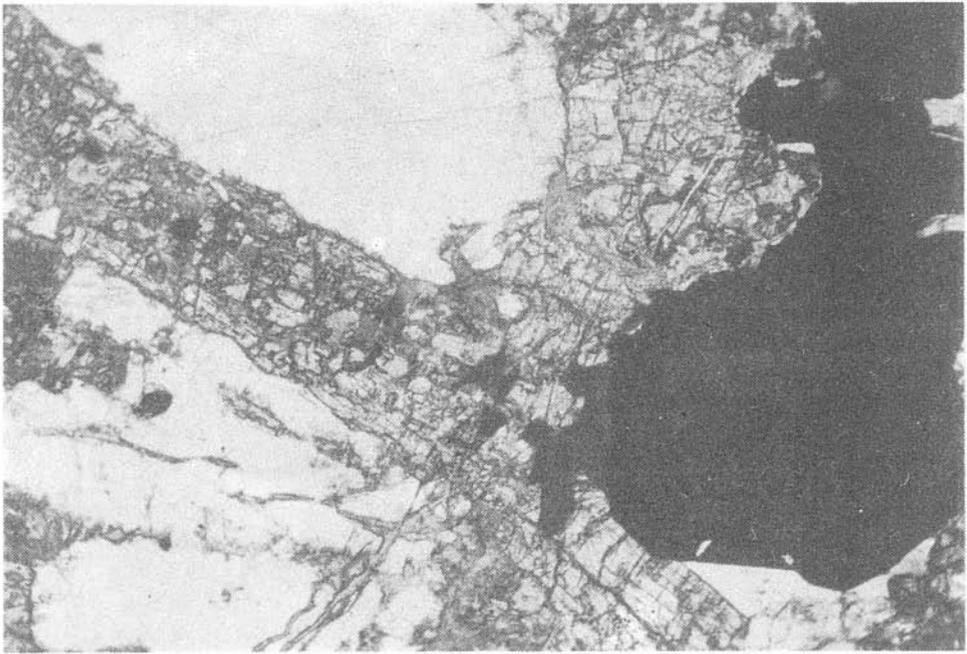


Фото 7. Габбро-норит со свежим ортопироксеном и выделениями магнетита, сульфидов, роговой обманки и биотита. Шл. ХТ-80а. Ув. 63. Без ник.

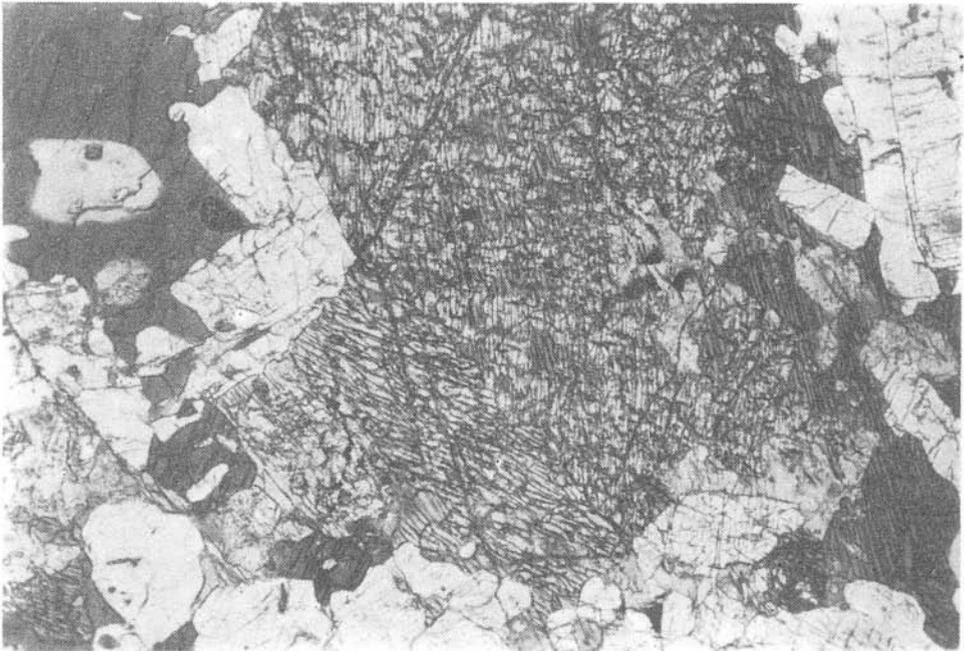


Фото 8. Псевдоморфозы бурой роговой обманки по пироксенам в метасоматически измененном оливиновом габбро. Шл. ХТ-62б. Ув. 63. Без ник.

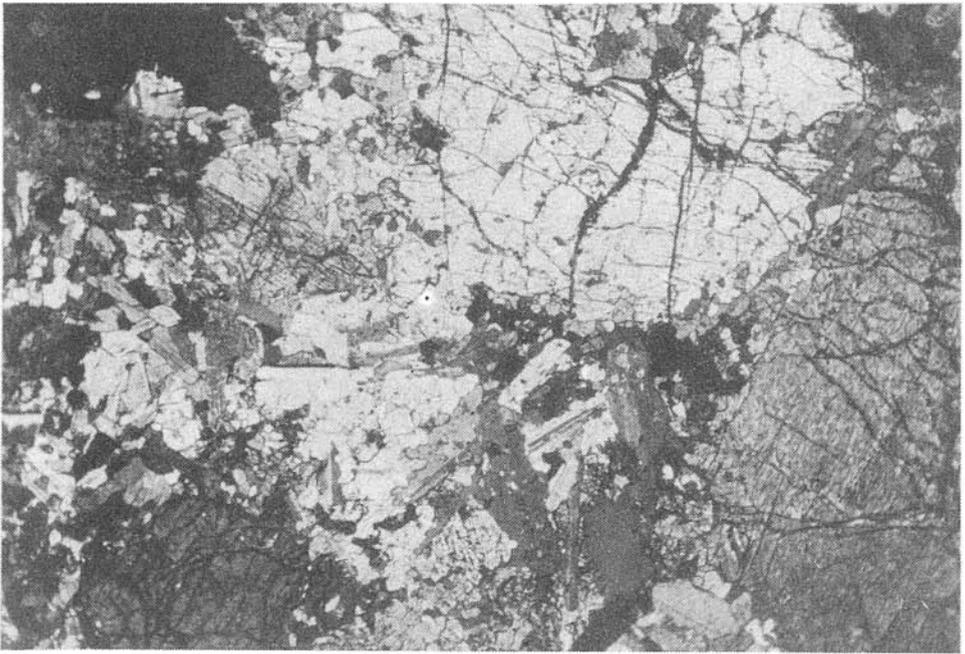


Фото 9. Троктолитовое габбро с крупными кристаллами оливина, скоплениями биотита и роговой обманкой совместно с сульфидами. Шл. ХТ-60б. Ув. 63. Ник. +.

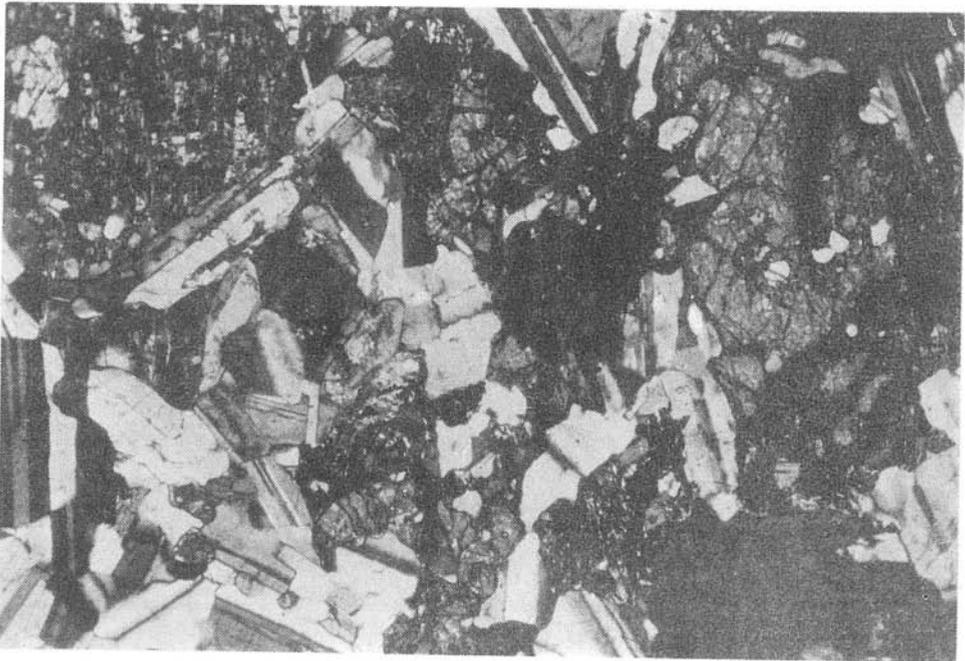


Фото 10. Оливиновое до троктолитового габбро. Шл. ХТ-82. Ув. 63. Ник. +.



Фото 11. Габбро безоливиновые оливинсодержащие. Шл. ХТ-59. Ув. 24. Ник. +.



Фото 12. Габбро-долерит с пойкилоофитовой структурой. Видны ойкокрислы свежего клинопироксена, Шл. ХТ-47. Ув. 63. Ник. +.



Фото 13. Замещение биотитом и роговой обманкой пироксенов в безоливиновом габбро-долерите. Видны реликты пироксена. Шл. ХТ-63. Ув. 63. Без ник.

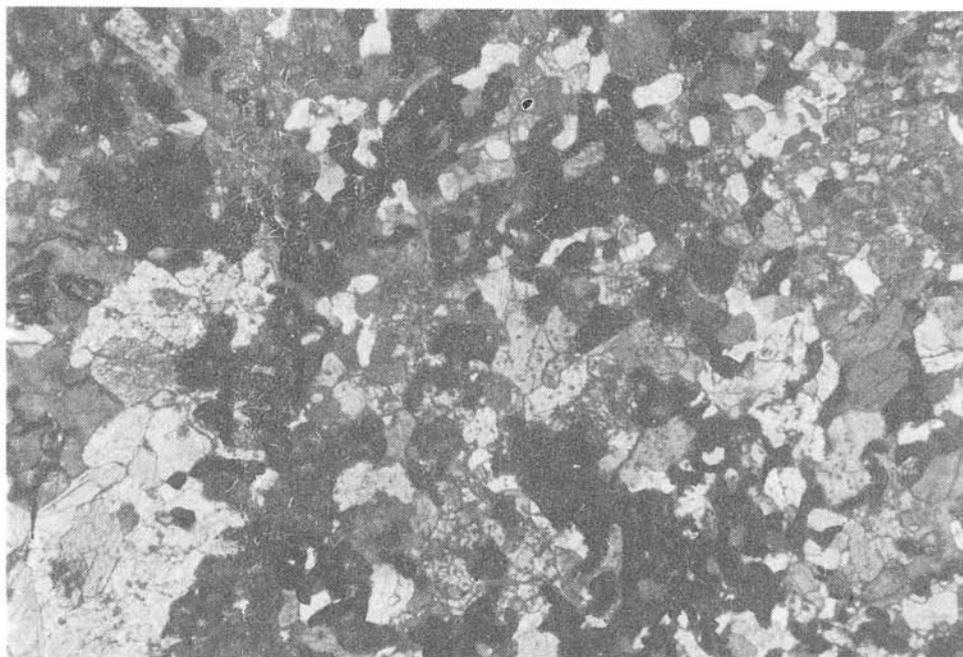


Фото 14. Ороговикованный оливиновый габбро-долерит с атакситовой текстурой. Шл. 89. Ув. 45. Ник. +.

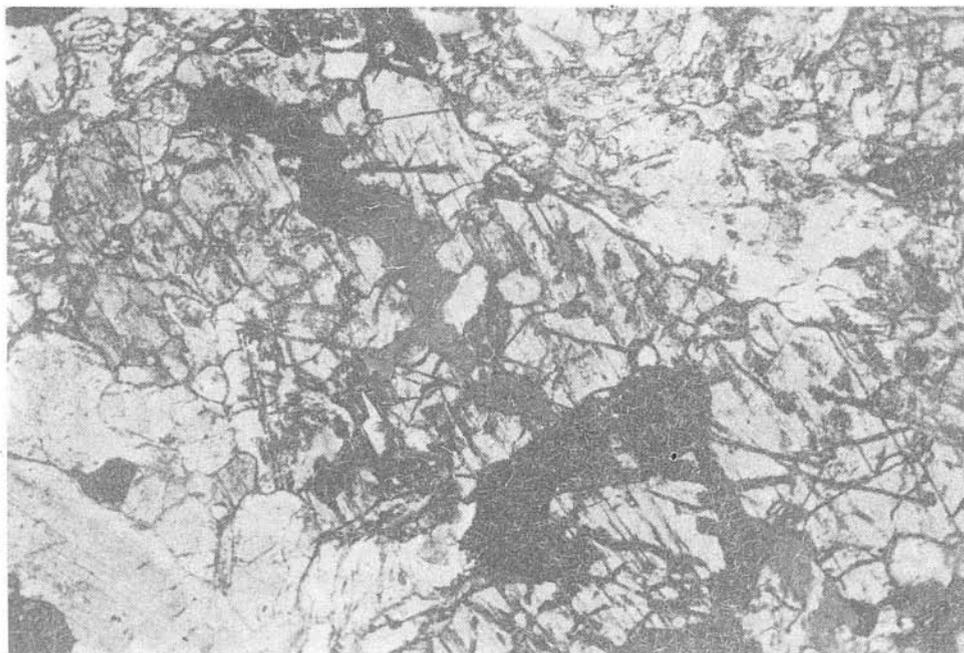


Фото 15. Метасоматически измененное роговообманковое габбро. Роговая обманка и магнетит замещают пироксены. Шл. 12. Ув. 63. Без ник.

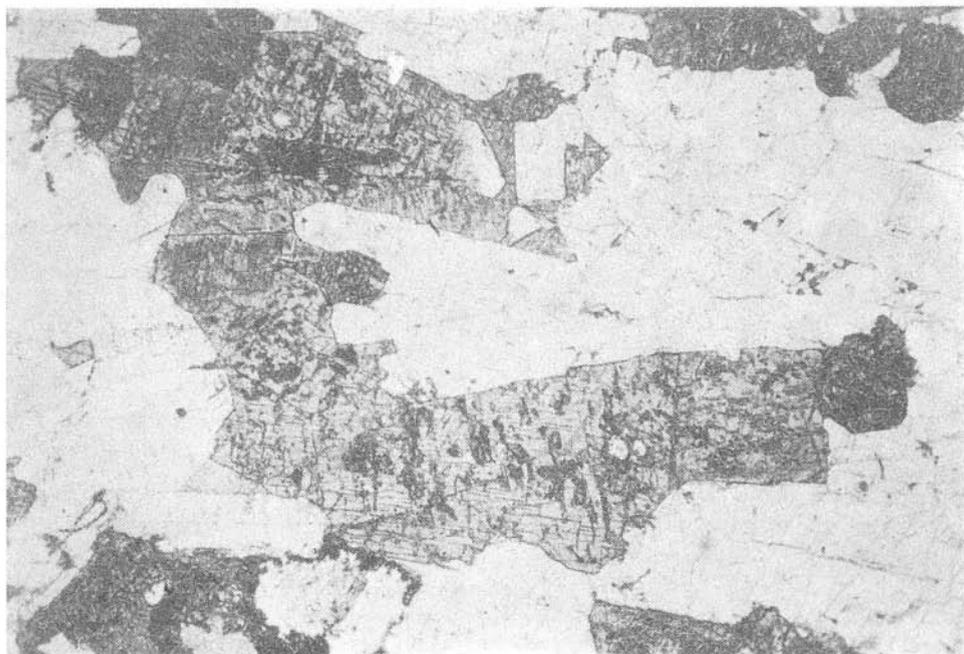


Фото 16. Оливин-пироксеновый метасоматически измененный диорит. Выделения амфибола и волластонита по пироксенам, а также магнетита и биотита. Шл. 67. Ув. 63. Без ник.

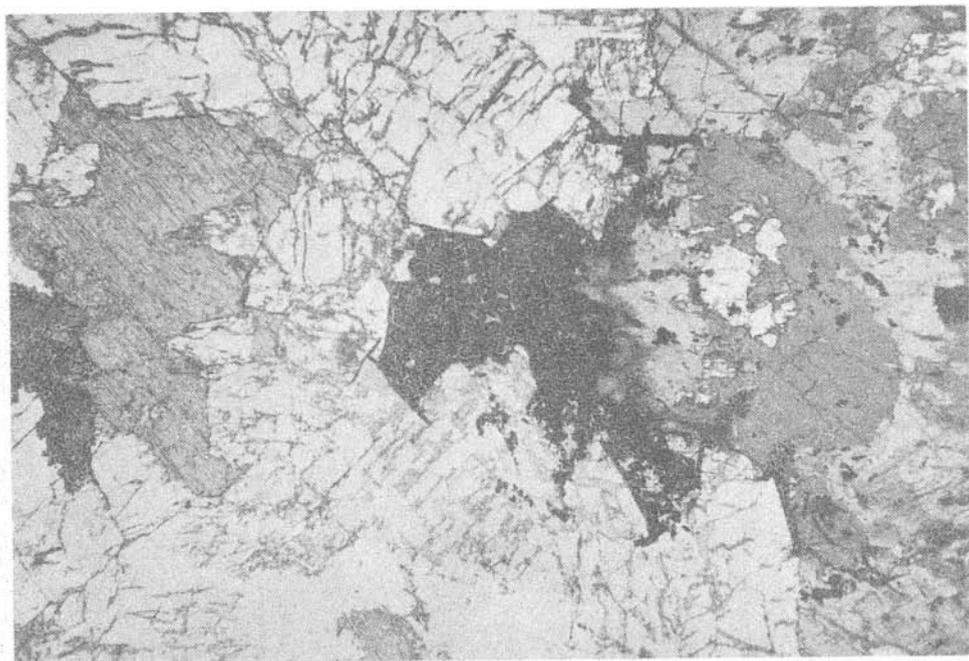


Фото 17. Бурая и зеленая роговые обманки, замещающие пироксены в диорите. Шл. 36. Ув. 63. Без ник.



Фото 18. Кварц-пироксеновый диорит с биотитом, роговой обманкой, сульфидами и магнетитом. Шл. 76. Ув. 63. Ник. +.



Фото 19. Лейкократовый кварцевый диорит с пироксенами, замещенными поздним амфиболом. Шл. 75. Ув. 24. Ник. +.



Фото 20. Сиенито-диорит. Шл. 37. Ув. 24. Ник. +.

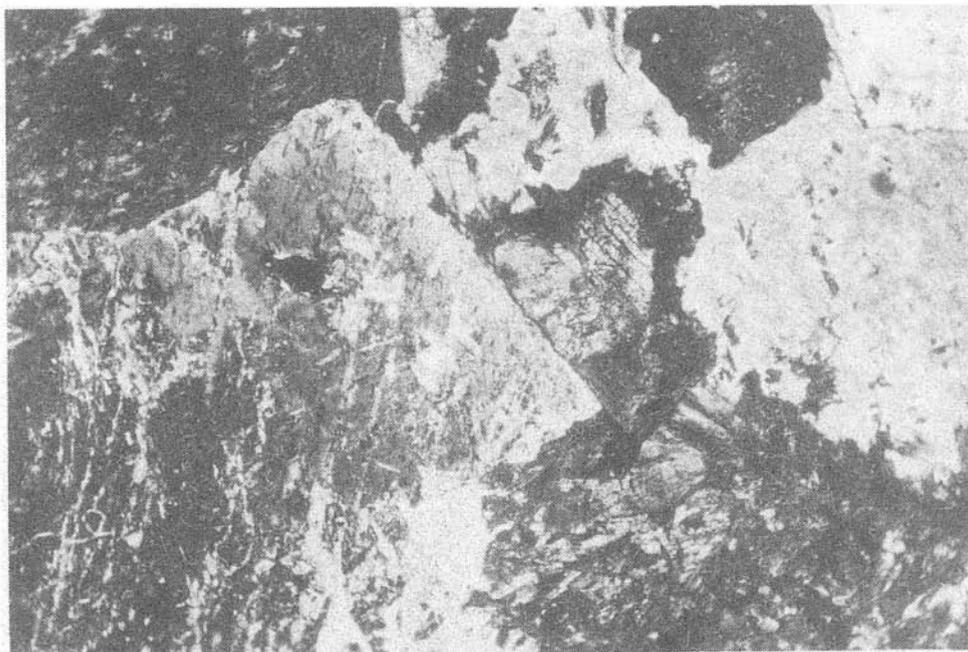


Фото 21. Зональное строение альбитизированных плагиоклазов в сиенито-диоритах. Шл. 76а. Ув. 63. Ник. +.

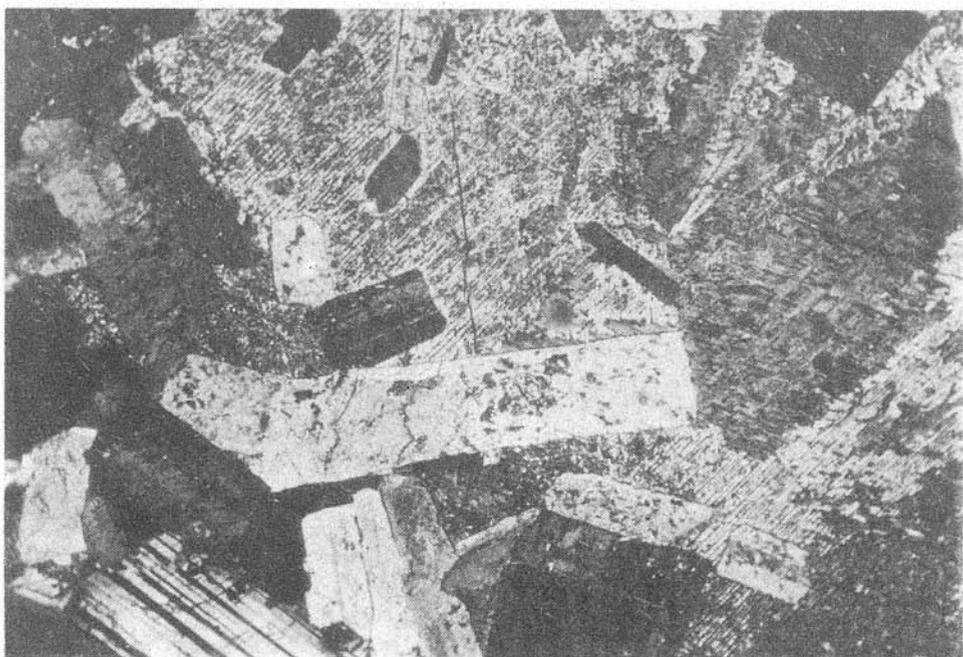


Фото 22. Амфиболзация пироксенов в сиенито-диоритах, метасоматически измененных. Шл. 35. Ув. 63. Ник. +.

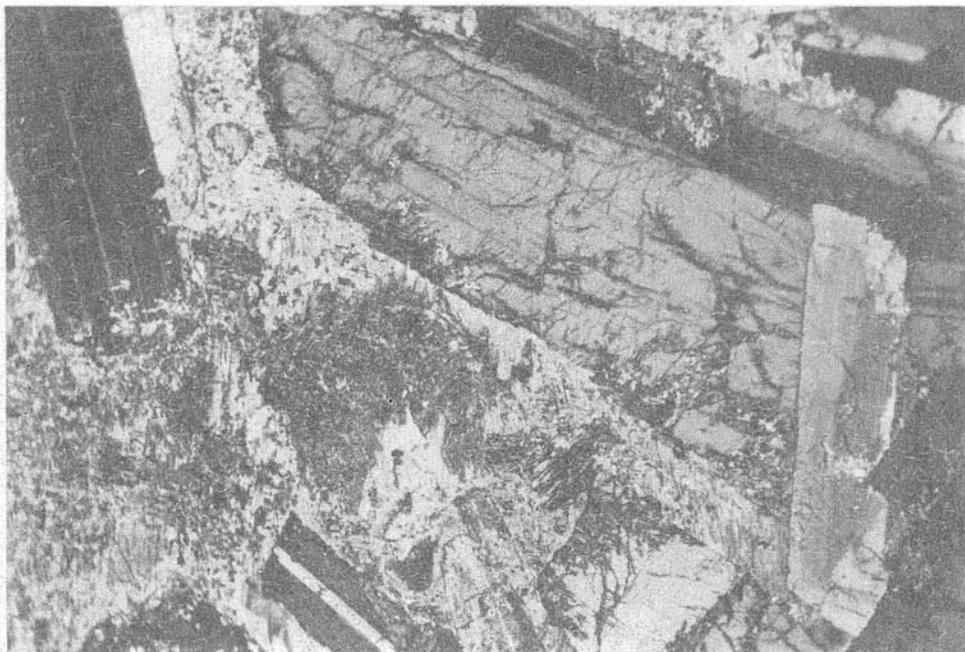


Фото 23. Лейкократовый сиенито-диорит с амфиболлизированными пироксенами.  
Шл. 77. Ув. 24. Ник. +.

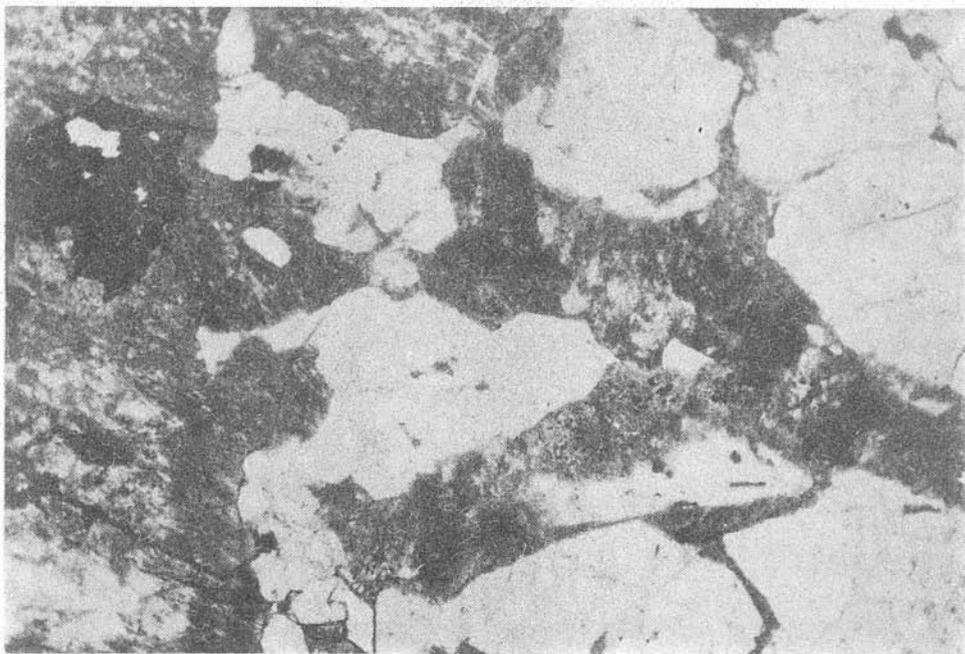


Фото 24. Роговообманково-биотитовый гранит. Шл. 41. Ув. 63. Без ник.

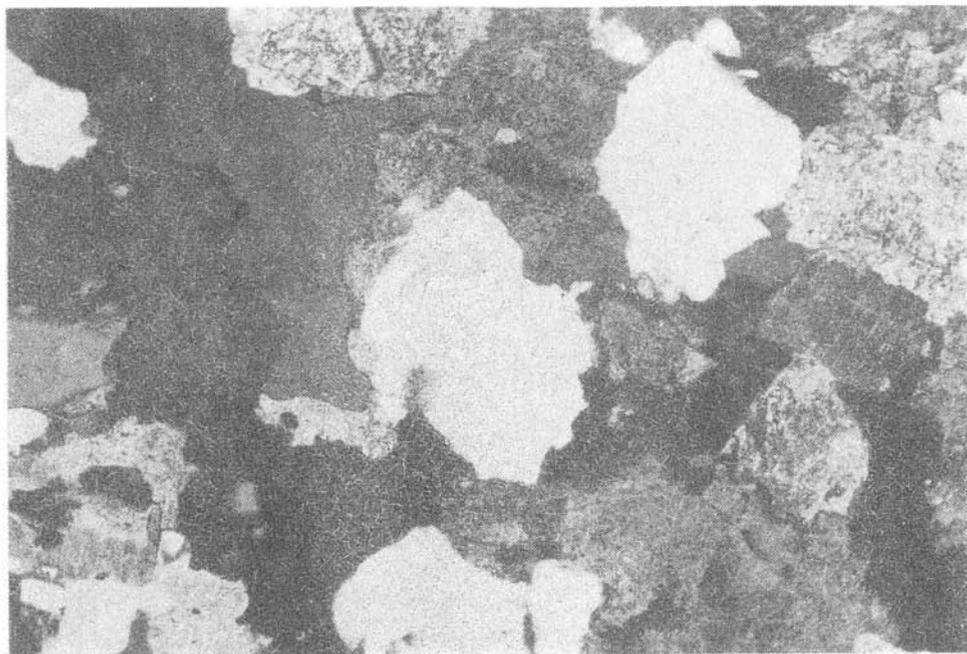


Фото 25. Карбонат-серицит-хлоритовый метасоматит по граниту в контакте со свежим гранитом. Шл. 60а. Ув. 63. Ник. +.

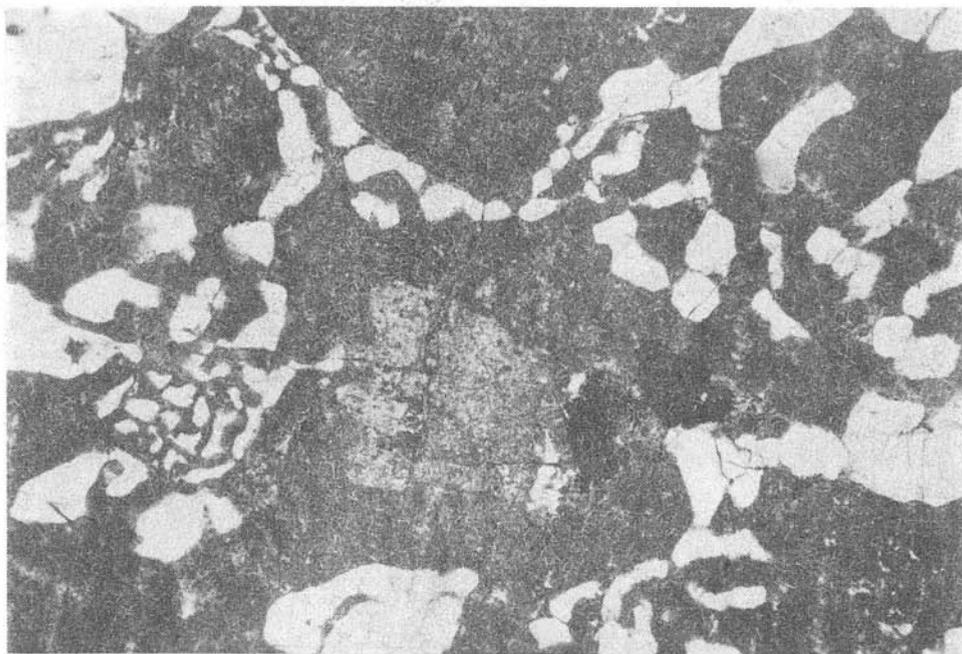


Фото 26. Гранит с графической структурой в "основной массе" породы. Кварц образует порфиroidные выделения. Шл. 43. Ув. 63. Без ник.

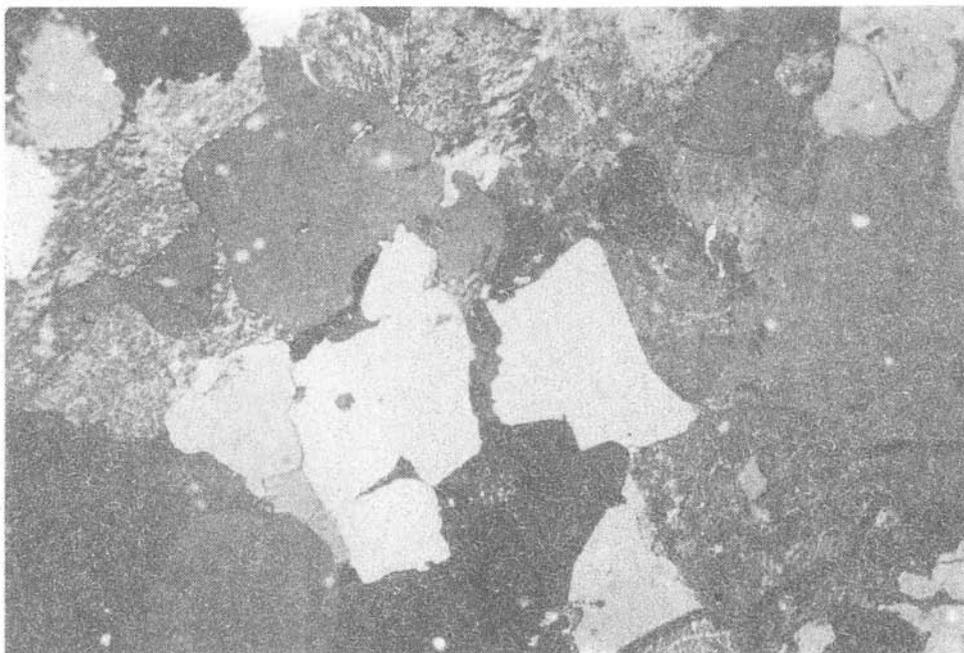


Фото 27. Гранитизированный перекристаллизованный аркозовый песчаник среди гранитоподобной породы. Шл. 42. Ув. 28. Ник. +.

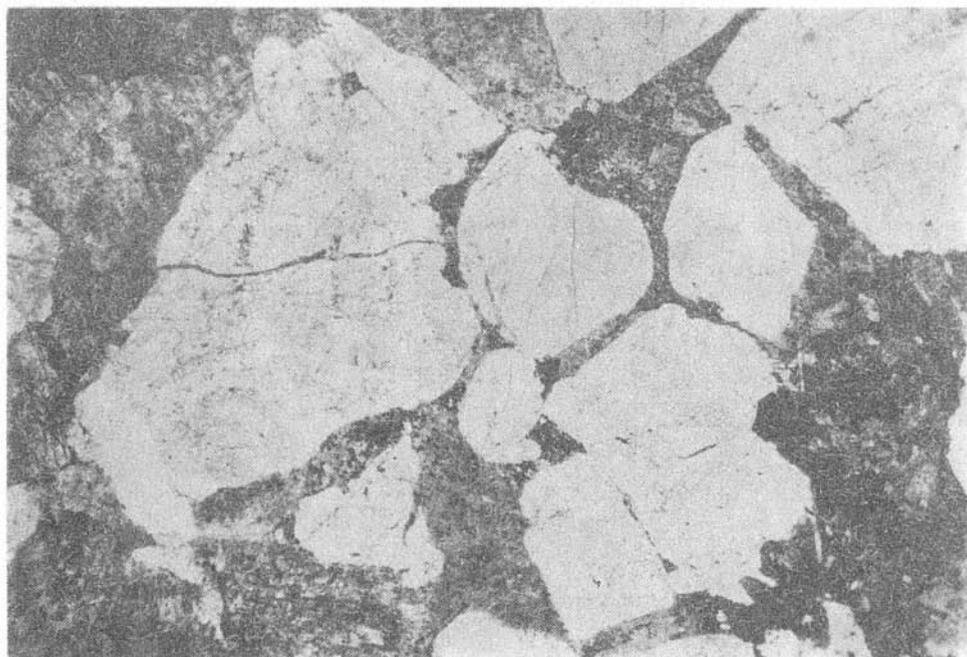


Фото 28. Кварцит с гранобластовой структурой с реликтами аркозового песчаника из участков среди гранитоподобной породы. Шл. 38. Ув. 63. Без ник.



Фото 29. Алевролиты из вмещающих пород из дальнего верхнего экзоконтакта интрузива Тулай-Кирыка. Структура псаммитовая. Шл. 2. Ув. 63. Ник. +.

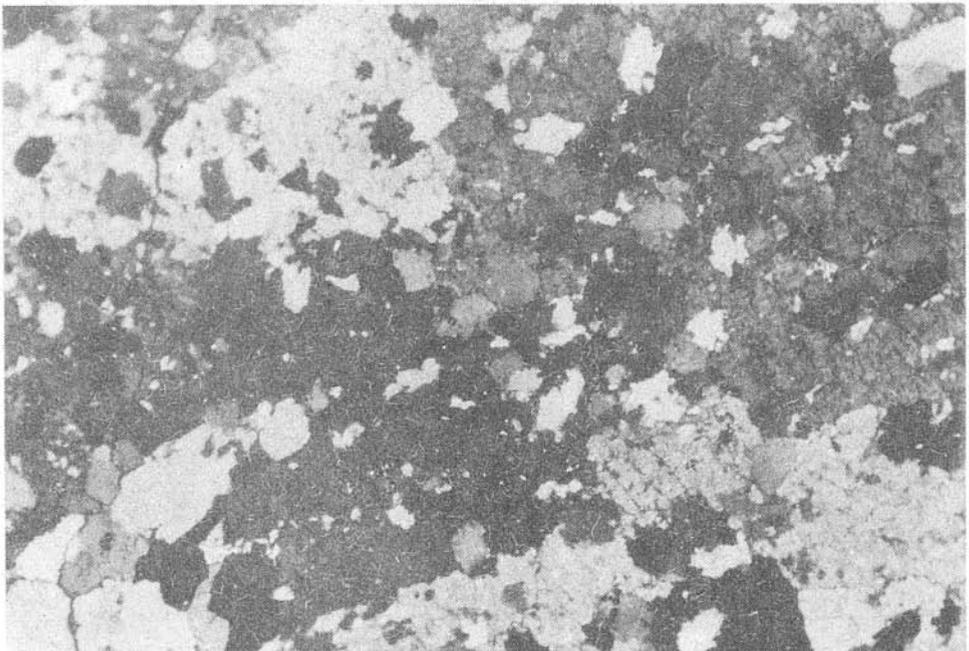


Фото 30. Кварцит, представляющий собой перекристаллизованный гранитизированный песчаник из ближнего верхнего экзоконтакта гранитов. Структура гранобластовая и пойкилитовая. Видны метакристы калишпата с пойкилитовыми включениями корродированных зерен кварца. Шл. 56. Ув. 63. Ник. +.

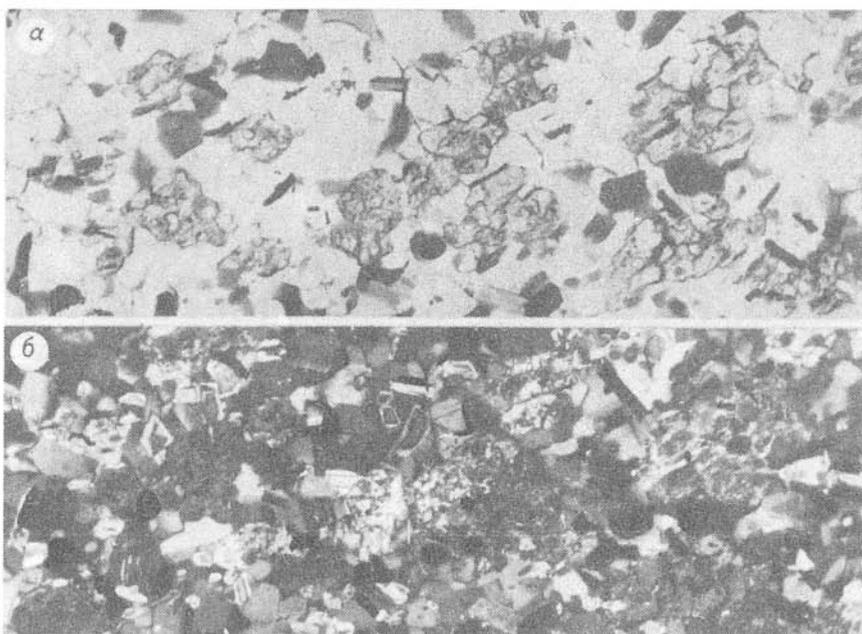


Фото 31. Бiotит-пироксен-кварцевый роговик с многочисленными включениями зерен ортопироксена. Ближний нижний экзоконтакт интрузива Тулай-Киряка, Шл. 28. Ув. 200. Ник. + (а) и без ник. (б).

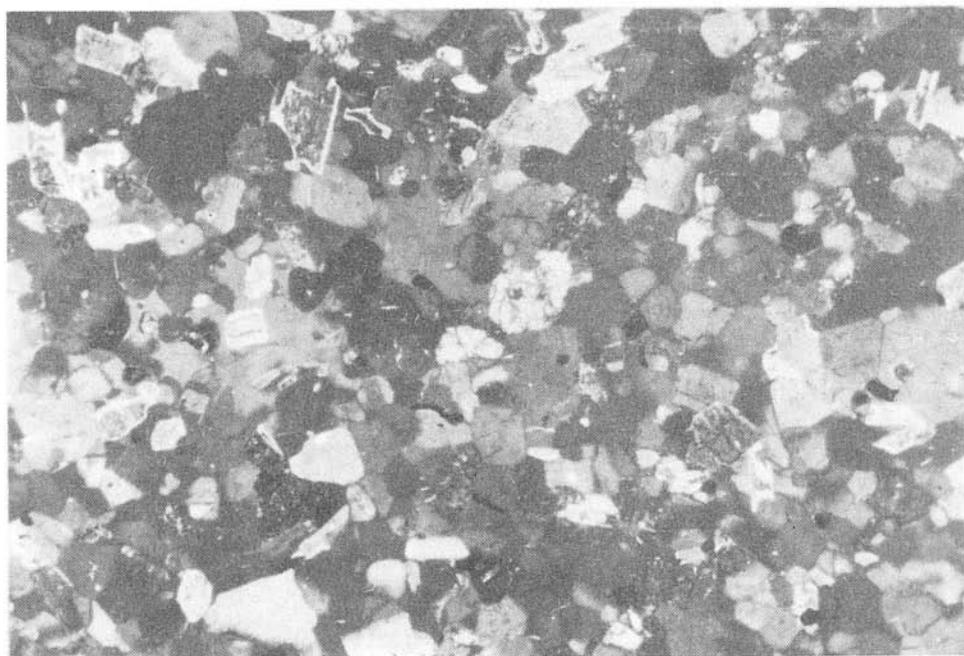


Фото 32. Бiotит-кварцевый роговик почти без ортопироксена. Ближний нижний экзоконтакт интрузии Тулай-Киряка, Шл. 27а, Ув. 200. Ник. +.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Глава 1. Основные черты геологического строения и положения интрузива Тулай-Кирыка . . . . .	4
Глава 2. Петрография главных разновидностей пород массива и пород экзоконтакта . . . . .	7
Глава 3. Состав, петрохимические особенности пород и внутреннее строение массива . . . . .	19
Глава 4. Главные породообразующие минералы . . . . .	44
Глава 5. Особенности геохимии массива . . . . .	56
Глава 6. Петрология массива Тулай-Кирыка . . . . .	62
Глава 7. Вопросы автометаморфизма, контактового метаморфизма и сульфидного оруденения . . . . .	79
Глава 8. Проблема платформенных гранитов, связанных с трапвым магматизмом . . . . .	82
Выводы . . . . .	90
Список литературы . . . . .	92
Приложение. Таблицы микрофотографий пород массива Тулай-Кирыка . . . . .	94

Научное издание

Золотухин Валерий Васильевич

ОСОБЕННОСТИ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОГО ИНТРУЗИВА  
ТУЛАЙ-КИРЯКА НА ТАЙМЫРЕ  
(к проблеме платформенных гранитов)

Редактор издательства Е.С. Иванова

Художественный редактор М.Ф. Глазырина

Художник Н.А. Пискун

Технический редактор Н.М. Остроумова

---

ИБ № 34671

Сдано в набор 31.05.90. Подписано к печати 27.09.90.  
Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная. Офсетная печать.  
Усл. печ. л. 6,5+ 2,6 на мел. бум. Усл. кр.-отт. 9,5.  
Уч.-изд. л. 10. Тираж 420 экз. Заказ № 120. Цена 2 руб.

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",  
Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука". 630077 Новосибирск,  
ул. Станиславского, 25.

## ВНИМАНИЮ ЗАКАЗЧИКОВ!

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресам:  
117393 Москва, ул. Академика Пиллогина, 14, корп. 2, магазин "Книга - почтой" Центральной конторы "Академкнига"; 252208 Киев, ул. Правды, 80-а, магазин "Книга - почтой"; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул. 7, магазин "Книга - почтой" Северо-Западной конторы "Академкнига" или в ближайший магазин "Академкнига", имеющий отдел "Книга - почтой".

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 ("Книга - почтой");
- 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51 ("Книга - почтой");
- 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4 ("Книга - почтой");
- 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 ("Книга - почтой");
- 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 ("Книга - почтой");
- 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 ("Книга - почтой");
- 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;
- 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 ("Книга - почтой");
- 420042 Казань, ул. Достоевского, 53 ("Книга - почтой");
- 252030 Киев, ул. Ленина, 42;
- 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79;
- 252025 Киев, ул. Осипенко, 17;
- 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 ("Книга - почтой");
- 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 ("Книга - почтой");
- 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84;
- 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 ("Книга - почтой");
- 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57;
- 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
- 194064 Ленинград, Тихорецкий пр-т, 4;
- 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 ("Книга - почтой");
- 103009 Москва, ул. Горького, 19-а;
- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
- 630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51;
- 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 ("Книга - почтой");
- 142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8;
- 142292 Пушино Московской обл., МР "В", 1 ("Книга - почтой");
- 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга - почтой");
- 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1;
- 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
- 700070 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
- 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 ("Книга - почтой");
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
- 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга - почтой");
- 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
- 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 ("Книга - почтой");
- 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 ("Книга - почтой").