

335  
В. В. Золотухин · Н. Ф. Щедрин

335  
ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ  
ИНТРУЗИИ ИМАНГДИНСКОГО  
РУДНОГО УЗЛА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

В. В. ЗОЛОТУХИН, Н. Ф. ЩЕДРИН

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ  
ИНТРУЗИИ  
ИМАНГДИНСКОГО  
РУДНОГО УЗЛА  
(северо-запад Сибирской  
платформы)

Ответственный редактор  
академик *В. С. Соболев*



Монография представляет собой первое обобщение петрографического изучения дифференцированных трапповых интрузий Имангдинского рудного узла, с которыми связано сульфидное медно-никелевое оруденение. Особое внимание в работе уделено еще не описанной в литературе интересной во многих отношениях Мантуровской интрузии и сопоставлению ее с другими дифференцированными интрузиями района — Имангдинской, Накохозовской, Хюктинской и Макусовской. Приводятся результаты петрографических, петроструктурных, петрохимических, минералогических исследований, в том числе с использованием электронного зонда. Даны выводы по механизму формирования интрузий и сопутствующего им оруденения.

Работа рассчитана на петрографов, специалистов по рудным месторождениям, а также студентов геологических вузов.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Благодаря многочисленным публикациям последнего десятилетия стали хорошо известными дифференцированные трапповые интрузии Норильского района и Талнаха, с которыми связаны сульфидные медно-никелевые руды. К настоящему времени изученность их, в частности петрографическая, весьма велика. Дифференцированные интрузии Имангдинского рудного узла, располагающегося в 70—80 км к востоку от Норильского, изучены несравненно меньше. Касающиеся их публикации представлены единичными работами, не охватывающими всех интрузий района. Поэтому назрела необходимость дать сопоставительную петрологическую картину для всех известных дифференцированных трапповых интрузий Имангдинского рудного узла и прежде всего для еще не описанной в литературе Мантуровской интрузии.

В основу исследований положены наши полевые сборы как по имеющимся обнажениям (интрузии Имангда, Накохоз, Макус, Хюкта), так и по керновому материалу разведочного бурения Норильской геологической экспедиции КГУ. При сводном описании учтены имеющиеся публикации, а также общие сведения о геологическом строении района, полученные норильскими геологами. Химические анализы интрузивных пород производились в химлабораториях ИГиГ СО АН СССР, КГУ, ИГФМ АН УССР, анализы минералов — в ИГиГ СО АН СССР (главным образом в кабинете электронного зондирования, аналитик В. Н. Королюк), спектральные анализы — в спектральной лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Усилия авторов распределены следующим образом. В. В. Золотухиным (ИГиГ СО АН СССР) проведены петрографические, петроструктурные, минералогические, петрохимические исследования и обобщения, ему же принадлежит основная часть текста работы (гл. III—VII). Н. Ф. Щедрин (НКГРЭ КГУ) совместно с В. В. Золотухиным дал описание геологического строения района, условий локализации и особенностей строения интрузий (гл. I—II), а также собрал большой дополнительный химико-аналитический материал по интрузивным траппам района. Выводы написаны совместно.

Авторы выражают благодарность В. Ф. Коненко (ИГиГ СО АН СССР), проведшему серию замеров показателей преломления минералов в иммерсии в шлифах и отбор зерен минералов для рентгено-спектрального изучения.

Данная работа, как полагают авторы, является примером успешного сотрудничества работников науки и производства. Авторы благодарны способствовавшим установлению этого сотрудничества главному геологу НКГРЭ Л. Л. Ваулину и начальнику тематической партии НКГРЭ канд. геол.-мин. наук А. М. Виленскому.

## КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

Имангдинский рудный узел, как составная часть обширной Енисейской медно-никелевой провинции занимает площадь около 360 км<sup>2</sup>, примыкающую к западной кромке плато Сыверма (Сыверминской тектоно-магматической структуры) и протягивается вдоль северо-западного борта Тунгусской синеклизы от южного берега оз. Глубокого на севере до р. Ирбо на юге полосой шириной 5—7 км. Указанная площадь в значительной мере перекрывает Имангдинскую зону глубинных разломов (рис. 1, 2), отражающуюся на местности четко выраженной протяженной зоной магнитных аномалий и совпадающей с меридиональной еще более длинной Имангдинско-Летнинской тектонической зоной, по Ю. Г. Старицкому и др. (1960). Имангдинский рудный узел приурочен к зоне сочленения Хантайско-Рыбинского вала и северо-западного борта Тунгусской синеклизы (рис. 1, 2). Следует иметь в виду, что геофизическими работами на северо-западном борту Тунгусской синеклизы отмечены перепады глубин залегания фундамента с амплитудой в несколько километров (Проводников, 1966). Это достаточно ясно характеризует интенсивность вертикальных перемещений блоков фундамента и их мобильность на протяжении значительных интервалов времени, судя по имеющимся здесь палеозойским и мезозойским мультимодальным структурам, отражающим структуру фундамента.

В строении района принимают участие морские и терригенные отложения палеозоя, туфогенные и эффузивные образования нижнего триаса (рис. 3, 4).

Самые древние породы района (доломиты, аргиллиты, алевролиты с прослоями и линзами песчаников, ангидритов и гипсов) относятся к ордовику. Они перекрываются карбонатно-глинистыми осадками силура, залегающими на ордовикских со скрытым стратиграфическим несогласием. Выше располагаются девонские отложения, представленные всеми тремя отделами. К нижнему отделу отнесены зубовская (мергели, ангидриты), курейская (аргиллиты) и разведочнинская (аргиллиты, мергели) свиты, суммарной мощностью 220—270 м. Среди отложений среднего отдела выделяются мантуровская (мергели с прослоями ангидритов) и юктинская (известняки битуминозные) свиты, общей мощностью 220—270 м. Верхний отдел представлен накохозской (мергели петроцветные), каларгонской (известняки глинистые) и фокинской (известняки, доломиты) свитами, мощностью соответственно 130—190 м.

Верхнекаменноугольные и пермские угленосные отложения залегают с перерывом, а иногда с угловым несогласием на девонских породах и разделены на руднинскую, далдыканскую, шмидтинскую, кайерканскую и амбарнинскую свиты. Первые две образуют непродуктивную (слабоугленосную), а последние — продуктивную (угленосную) толщи. Обе толщи представлены алевролитами, аргиллитами, песчаниками с пластами каменных углей в продуктивной толще. Мощность лагунно-континентальных отложений 340—430 м. На них с размывом залегают вулканогенно-осадочные образования ивакинской свиты, представленные базальтами андезитовыми и титан-авгитовыми, туфопесчаниками, туфоаргиллитами и туфа-

ми. Возраст свиты определен как верхнепермский, мощность ее колеблется от 80 до 100 м.

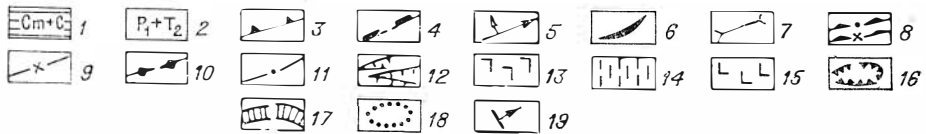
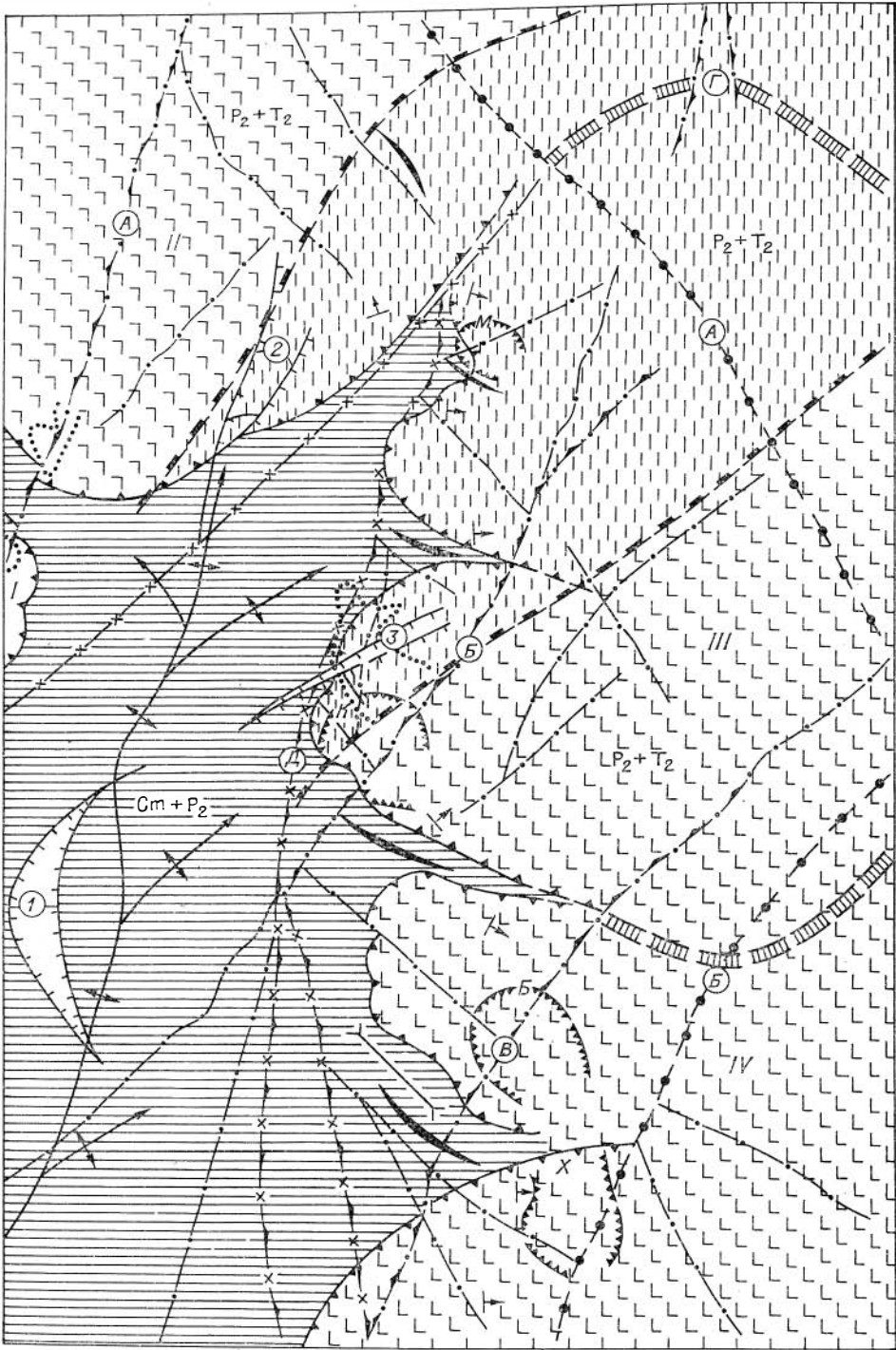
Венчают разрез нижнетриасовые образования, разделенные на сыверминскую, гудчихинскую, туклонскую, надеждинскую и моронговскую свиты. Первая сложена толеитовыми базальтами, вторая — туфами, туфопесчаниками и оливиновыми базальтами, третья — базальтами с толеитовой структурой, четвертая — внизу плагиофиоровыми, а сверху полифиоровыми (гломеропорфиоровыми) базальтами, пятая — афировыми базальтами и анамезитами с горизонтом туфов. Мощность свит соответственно 120—150, 150—200, 40, 250—300, 60 м.

Для эффузивной фации района в целом следует отметить увеличение мощностей и уменьшение степени магматической дифференциации лав с севера на юг. В этом же направлении возрастает коэффициент взрывной деятельности; трещинный тип излияний сменяется центральным. Породы эксплозивной фации, представленные туфами, туфобрекчиями, агломератовыми туфами и туфопесчаниками, залегают в виде линз, максимумы в раздувах которых приурочены к западным окончаниям озер Лама, Кета, Хантайское (Щедрин, 1972).

Четвертичные отложения представлены, как правило, валунными суглинками, песками, глинами, галечниками верхнего и современного отделов мощностью до 100 м.

В пределах моноклинали, представляющей собой общее крыло Тунгусской синеклизы и Хантайско-Рыбинского вала, выделяются три мультислойные структуры: Ламская, Имангдинская и Хантайская. Эти структуры раннемезозойского заложения имеют субширотное направление и отражают здесь строение фундамента Сибирской платформы, нарушенного Имангдинско-Летвинской зоной разломов. Каждая из них характеризуется своеобразными морфогенетическими, структурными особенностями и степенью эволюционной завершенности вулканических структур и ассоциациями вулкано-интрузивных пород. Сравнительный анализ средневзвешенных составов базальтов I—V фаз магматизма и пикритовых базальтов гудчихинской свиты (табл. 1), в пределах выделенных одноименных тектоно-магматических структур (см. рис. 2) показывает, что для каждой из них характерен своеобразный в петрохимическом отношении магматизм, образующий на соответствующих диаграммах обособленные поля, не перекрывающиеся с фигуративными точками составов другой тектоно-магматической структуры, что свидетельствует о правомочности их выделения и некоторой самостоятельности в развитии магматизма этих структур. Так как вулканические и тектонические процессы тесно взаимодействуют между собою, границы между указанными вулкано-тектоническими структурами до некоторой степени условны и определяются нами по преобладанию того или иного процесса в развитии каждой структуры.

**Ламская** вулкано-тектоническая структура, географическое положение которой определяется бассейном оз. Лама, по конфигурации напоминает форму овала, вытянутого в северо-восточном направлении. С севера она ограничена Аяно-Амбардахским валом, с юга — антиклиналью оз. Глубокого, с запада — Хантайско-Рыбинским валом. Восточная граница структуры расположена где-то в истоках р. Бол. Ханномакит. Кета-Ирбинский разлом контролирует удлиненную ось структуры и сам, в свою очередь, является осью симметрии, разделяя ее на два относительно равновеликих сегмента. С северо-запада структура контролируется Микчандинским разломом. Структурный план депрессии, характеризующийся линейными дислокациями прибортовой зоны, по сути дела представляет собой флексурный перегиб, сформировавшийся в верхнепалеозойское время. В нижнемезозойское (триасовое) время продолжалось унаследованное развитие верхнепалеозойских структур при общем прогибании структуры, на что указывает увеличение мощностей туфолоавовых образований I—III фаз магматизма.



В пределах Ламской структуры вулканическая деятельность представлена моногенными трубками взрыва, зафиксированными на руч. Коккалах, Бытык и на левобережье р. Микчанды, причем трубки взрыва закончили здесь свою активную деятельность в ивакинское время. Эффузивный комплекс пород I—V фаз магматизма характеризуется относительно повышенной степенью основности (1,13 — 1,15), щелочностью-кислотностью (886—941) и пониженной кремнекислотностью (782—813). Степень основности пикритовых базальтов этой структуры достигает 1,35 (см. табл. 1). Породы интрузивной фации представлены силлами и дайками титан-авгитовых, оливинсодержащих и оливиновых долеритов и габбро-долеритов. В эндо- и экзоконтактных частях последних встречается сульфидная вкрапленность, представленная пиритом и пирротинном.

**Имангдинская** вулкано-тектоническая структура располагается в пределах блоковой системы, ось которой простирается и погружается в восточном направлении. Мы называем ее условно Имангдинским грабеном. С севера структура ограничена антиклиналью оз. Глубокое, с юга — синклиналью оз. Кета. Западная граница структуры совпадает с кромкой плато Сыверма, где она отсекается зоной Имангдинского разлома, восточная граница условно проводится по водораздельной части плато Сыверма. Таким образом, в морфологическом отношении — это чашеобразная депрессия, несколько вытянутая в восточном направлении. Длинная ось депрессии трассируется долиной р. Имангды.

Пликативные структуры более высокого порядка представлены здесь Нералахской, Ямпохтинской и Имангдинской брахантиклиналями северо-восточного простирания. Юго-восточные крылья этих брахантиклиналей осложнены флексурными пережимами, образующими с субмеридиональными разрывами флексуры-сбросы. Менее контрастные складки выявляются в пределах плато по гипсометрии туфолавовой толщи в участках пересечения ее разведочными скважинами и по геоморфологическим признакам. Дизъюнктивные дислокации характеризуемой структуры представлены Имангдинской и Кета-Ирбинской зонами разломов субмеридионального простирания и серией субширотных оперяющих разрывных нарушений, в пересечениях которых локализованы дифференцированные рудоносные интрузии габбро-долеритов, сопровождаемые ореолами метасоматитов. Кета-Ирбинский разлом — по-видимому, основная магмоподводящая структура, что подтверждается приуроченностью к зоне разлома жерловых и прижерловых фаций эксплозивных, эффузивных и субвулканических образований в районе р. Уноган и горы Седло. Имангдинский разлом древнего заложения, ограничивающий структуру с запада, контролируется размещением недифференцированных интрузий долеритов.

Вулканическая деятельность в пределах Имангдинской структуры концентрировалась в основном в южной ее части и носила существенно взрывной характер. Возникший здесь Кета-Ирбинский стратовулкан ха-

*Рис. 1.* Структурно-тектоническая схема северо-западной части Тунгусской синеклизы (составил Н. Ф. Щедрин).

1 — палеозойский структурный ярус; 2 — пермо-триасовый структурный ярус; 3 — границы современного распространения туфолав (по подошве ивакинской свиты, P<sub>2iv</sub>); 4 — границы фациальных зон, выделенные по пикритовым базальтам гудчихинской свиты (T<sub>2gd</sub>), первого триасового цикла; 5 — ось Хантайско-Рыбинского мегавала; 6 — оси антиклинальных складок; 7 — оси синклинальных складок; 8 — зоны магмоактивных разломов: А — Норильско-Хараслаховского, Б — Кета-Ирбинского, В — Хантайского, Г — Кыстынтахского, Д — Имангдинского; 9 — ось Кулгахтахско-Микчандинского грабена; 10 — зоны разломов, контролируемые гидросетью и аэрофотосъемкой: А — Иконская, Б — Кутармаканская; 11 — прочие разломы, установленные геологическими наблюдениями; 12 — грабены и ступенчатые грабены: 1 — омнутахский, 2 — хенюляхский, 3 — имангдинский; 13 — фациальная зона (Хараслахская), характеризующаяся распространением пикритовых базальтов, выдержанным по простиранию и мощности; 14 — фациальная зона (Ламско-Имангдинская), характеризующаяся невыдержанным по простиранию и мощности распространением пикритовых базальтов; 15 — фациальная зона (Кета-Хантайская), характеризующаяся отсутствием пикритовых базальтов; 16 — вулканические аппараты: М — Микчандинский, К — Кета-Ирбинский, Б — Бурканский, Х — Хаканганский; 17 — границы трапловых впадин (мульд): I — Норильской, II — Хараслахской, III — Имангдинской, IV — Хантайской; 18 — поля распространения дифференцированных рудоносных интрузий; 19 — направление падения пород.



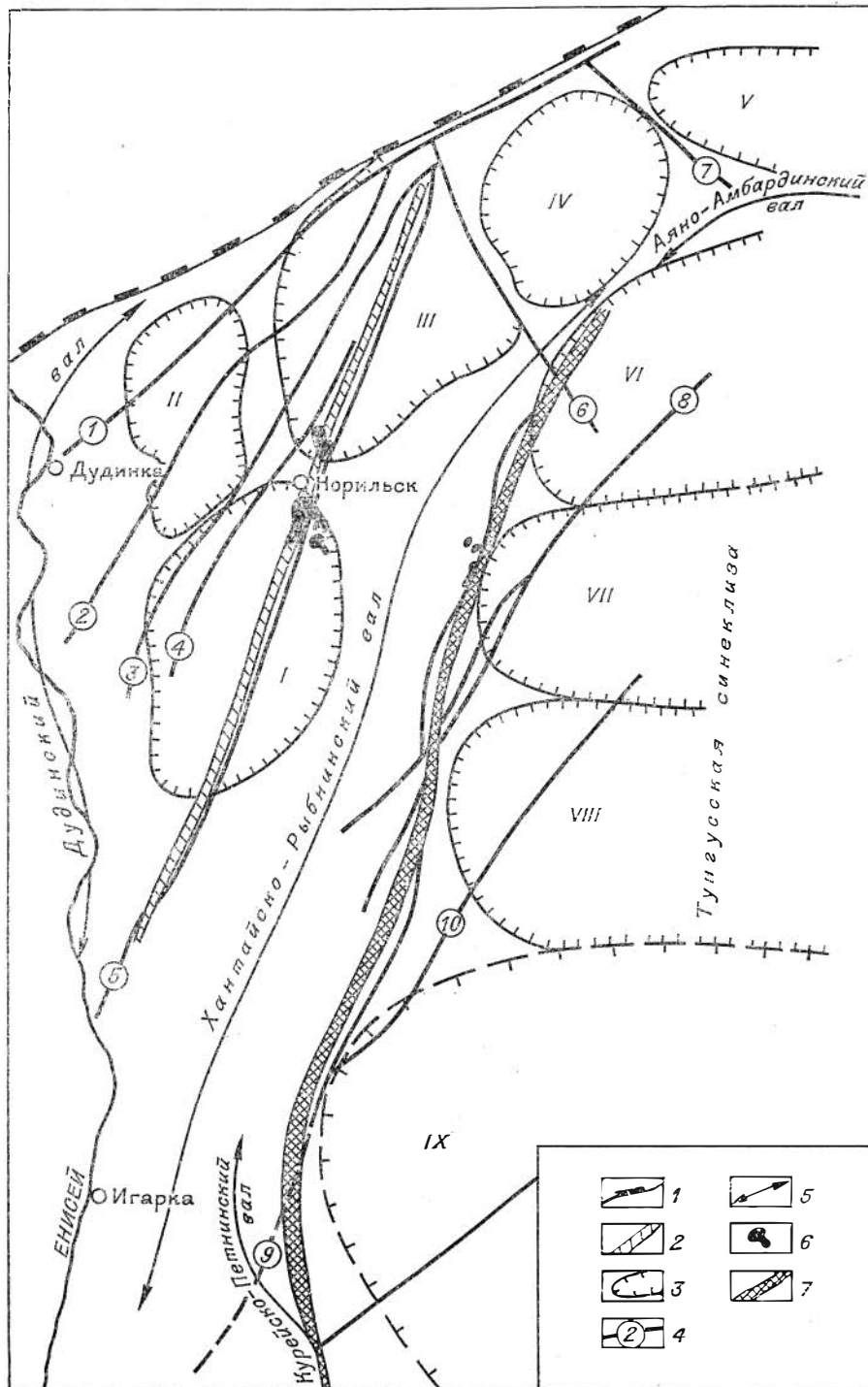


Рис. 2. Схема тектоно-вулканических структур северо-запада Сибирской платформы. 1—граница Енисейско-Хатангского прогиба; 2 — ось Норильско-Хараелахского прогиба; 3 — границы вулканотектонических структур: I—Норильской, II—Вологодчанской, III—Хараелахской, IV—Игонской, V—Больше-Авамской, VI—Ламской, VII—Имандинской, VIII—Хангайской, IX — Курейской; 4 — зоны разломов (1 — Северо-Хараелахская, 2 — Пясинская, 3 — Фокинско-Тангарахлахская, 4 — Дадьяканская, 5 — Норильско-Хараелахская, 6 — Кумгинская, 7 — Кыстыктахская, 8 — Кета-Ирбинская, 9 — Имандинско-Летнинская, 10 — Хангайская); 5 — оси валов; 6 — дифференцированные интрузии габбро-долеритов гипербазитовой субформации; 7 — граница Тунгусской синеклизы.

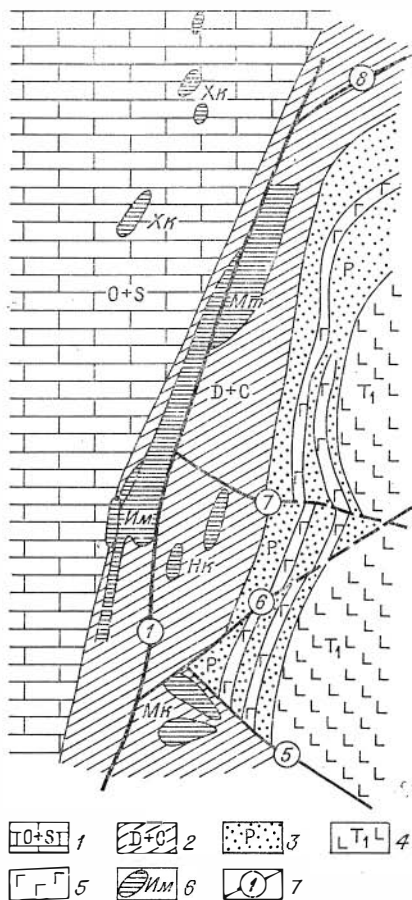


Рис. 3. Схематическая геолого-структурная карта Имандинского рудного узла (Щедрин, 1973).

1 — породы ордовика и силура; 2 — нерасчлененные породы девона и карбона; 3 — пермские терригенные образования; 4 — базальты; 5 — долериты пойкилоофитовые и титан-авгитовые; 6 — рудносные дифференцированные интрузии габбро-долеритов: Им — Имандинская, Мт — Мантуровская, Нк — Нахоховская, Мк — Макусовская, Хк — Хюклинская; 7 — сорсы, сопряженные с Имандинской зоной разломов (1); 8 — Макусовский, 6 — Нахоховский, 7 — Имандинский, 8 — Нералахский.

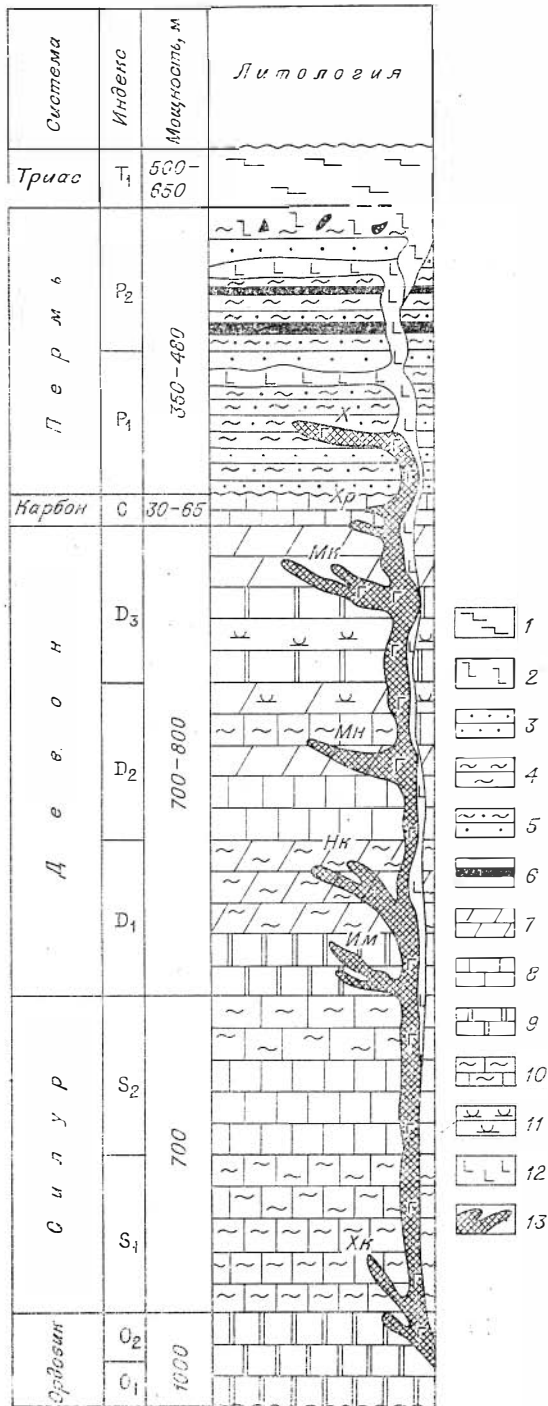


Рис. 4. Стратиграфическая схема района с указанием местоположения интрузий габбро-долеритов (составил Н. Ф. Щедрин).

1 — толентовые и пойкилоофитовые базальты; 2 — порфиоровые и гломеропорфиоровые базальты; 3 — песчаники; 4 — аргиллиты; 5 — алевролиты; 6 — пласты угля; 7 — мергели; 8 — известняки; 9 — доломиты; 10 — известковистые аргиллиты; 11 — гипсы и ангидриты; 12 — долериты; 13 — локализация известных интрузий габбро-долеритов в стратиграфическом разрезе (Хк — Хюклинская, Им — Имандинская, Нк — Нахоховская, Мк — Мантуровская, Мт — Макусовская, Хр — Хурима-Битская, Х — Хуколдзескитская).

Т а б л и ц а 1

## Некоторые петрохимические характеристики базальтов сопоставляемых структур

Вулкано-тектонические структуры	Фазы магматизма	Щ-к	Кр	СО
<i>Базальты</i>				
Ламская	I	886	782	1,13
	II	941	793	1,19
	III	939	810	1,16
	IV	937	805	1,16
	V	935	813	1,15
Имангдинская	I	914	795	1,15
	II	911	833	1,09
	III	905	826	1,10
	IV	934	811	1,15
	V	934	821	1,14
Хантайская	I	—	—	—
	II	931	841	1,11
	III	927	833	1,11
	IV	933	816	1,14
	V	939	804	1,17
<i>Пикритовые базальты</i>				
Ламская	I	971	716	1,35
Имангдинская	I	962	738	1,30

Примечание. Щ-к — щелочность-кислотность; Кр — кремнекислотность; СО — степень основности (по А. М. Виленскому, 1970).

ниженной степени основности пикритовых базальтов (1,30).

Интрузивные траппы Имангдинского района представлены дифференцированными сульфидоносными хонолитоподобными телами габбро-долеритов гипербазитовой субформации, недифференцированными силлами титан-авгитовых и пойкилоофитовых долеритов базитовой субформации и слабодифференцированными силлами и дайками пойкилоофитовых и оливинных габбро-долеритов базитовой субформации. С дифференцированными интрузиями гипербазитовой субформации связано сульфидное медно-никелевое оруденение, приуроченное, как правило, к придонным частям интрузивных тел и локализуется в основном в пикритовых, такситовых и троктолитовых габбро-долеритах. Сульфиды представлены обычной ассоциацией: пирротином, халькопиритом, пиритом и пентландитом.

**Хантайская** вулкано-тектоническая структура. Северная граница структуры проводится по оз. Кета, где она сопрягается с Имангдинской депрессией; южная — по широте среднего течения р. Кулюмбе, где она примыкает к Курейской вулкано-тектонической структуре. Восточная граница структуры не установлена, по, возможно, она находится где-то в бассейне озер Кутарамакан и Дюпкун. Западная граница структуры проводится по оси Хантайской антиклинали. Общая ориентировка структуры восточная; длинная ось ее совпадает с долиной оз. Хантайского. В породах верхнего палеозоя и трапповой формации здесь наблюдается уменьшение мощностей вплоть до выпадения из разреза целых вулкано-гешных свит (ивакинской) и резкое уменьшение мощности (до 30 м) сыверминской свиты, что свидетельствует о восходящих движениях в позднепермское — нижнетриасовое время. Это обстоятельство в основном предопределило отличный от Имангдинской структуры план деформаций структуры, ее формационные, металлогенические и другие особенности. Основу структурного плана площади составляют линейные дизъюнктивные дисло-

рактируется устойчивым местоположением (максимум извержений на горе Седло, р. Уноган), а период активности его ограничивается гудчихинским временем. Кета-Ирбинский стратовулкан может быть отнесен к щитовым вулканам, так как туфы гудчихинской свиты перекрываются базальтами туклонской свиты. Для северной части депрессии характерно развитие моногенных трубок взрыва, зафиксированных в результате геологосъемочных работ на реках Имангда, Макус, руч. Нералах.

Породы эффузивного комплекса, представленные здесь полным разрезом всех пяти фаз магматизма, характеризуются несколькими повышенной кремнекислотностью (795—833), щелочностью-кислотностью (905—934) и по-

кации северо-восточного простирания и субширотные разрывные нарушения. Из пликативных структур наиболее четко выделяется Хантайская антиклиналь, в осевой части которой вскрыты соляные источники на ручьях Турукэ и Нарыгда.

Эксплозивная деятельность в Хантайской структуре более растянута во времени и продолжалась от ивакинского до надеждинского времени включительно. Хантайский стратовулкан — наиболее крупная вулканическая структура, характеризуется непостоянством расположения. Жерла его мигрировали по зоне субширотного простирания от р. Хақанчи на юге до горы Буркан на севере, образуя кольцевые структуры. В его развитии намечается несколько тектоно-магматических стадий — поднятий и опусканий, сопровождающихся соответственно эксплозивными выбросами и лавовыми излияниями, затуханием вулканической деятельности и кальдерообразованием, в целом зависящих от циклической смены режима сжатия — растяжения на данном участке коры в ходе тектонической активизации.

Породы эффузивной фации траппов, представленные здесь II—V фазами магматизма, характеризуются наиболее высокой щелочностью-кислотностью (927—939) и кремнекислотностью (804—841). Интрузивные породы структуры представлены силлами и дайками титан-авгитовых и пойкилоофитовых долеритов и габбро-долеритов базитовой субформации. Металлогеническая специализация Хантайской структуры характеризуется оруденением, свойственным сводовым геоструктурам. Оно представлено такими минеральными ассоциациями, как пирротин, пирит, магнетит, титано-магнетит, ильменит. Таким образом, в региональном структурно-тектоническом плане трапповые постройки северо-западного борта тунгусской синеклизы определяются как западная часть крупной вулкано-структуры, фокус которой расположен в осевой части Тунгусской синеклизы.

Выделяемые нами вулкано-тектонические структуры (Ламская, Имангдинская, Хантайская) характеризуются автономным характером развития траппового магматизма при общем раскислении магм с севера на юг и снижении их щелочности. В этом же направлении увеличивалась эксплозивная деятельность в пространстве и времени, что необходимо учитывать при геологическом картировании и прогнозной оценке эндогенного медно-никелевого оруденения. В зависимости от структурно-тектонического положения, истории развития, эволюции траппового магматизма в каждой структуре поиски сульфидных медно-никелевых руд должны быть индивидуальны. Наиболее благоприятными объектами для этого будут в первую очередь узлы пересечения кольцевых структур с зонами разломов субмеридионального простирания (структуры «битой тарелки» и т. д., Щедрин, 1968<sub>1,2</sub>).

Дифференцированные рудоносные интрузии, образующие рудные поля, генетически не связаны со стратовулканами, но, контролируясь общими тектоническими факторами, они могут быть пространственно сближены. Богатые медно-никелевые руды могут быть обнаружены в пределах всех трех структур, но наиболее перспективны из них Имангдинская и Ламская тектоно-вулканические структуры.

Переходя к более детальной характеристике особенностей тектоники и интрузивного магматизма Имангдинского рудного узла, располагающегося в западной части Имангдинской вулкано-тектонической структуры, следует еще отметить, что к Имангдинско-Летнинской зоне приурочены приразломные флексурные складки или структуры типа грабенов (Щедрин, 1968<sub>2</sub>). Так, например, между озерами Лама и Глубокое и в бассейне р. Микчауды в девонских породах скважинами вскрыт блок пизжнетриасовых эффузивных пород шириной не менее 1,5 км, опущенный на глубину 250 м. Ширина зоны интенсивного нарушения в пределах Имангдинского рудного узла составляет по геофизическим данным 2,5 км (ВЭЗ и аэромагнитная съемка) при вертикальной амплитуде 100—250 м. Из пликативных

структур «второго порядка» на восточном крыле Хантайско-Рыбинского вала, осложняющих Имангдинскую брахисинклинали, в пределах которой локализуются рудоносные интрузии, выделяются две брахиантиклинальные складки — Макусовская и Нералахская. Кроме того, по геофизическим данным здесь отмечено несколько куполовидных поднятий, разделенных котловинами и впадинами (Ремпель, Пятницкий, 1967). Н. И. Соколовым выделена шпротная антиклинальная складка долины р. Имангды и меридиональные брахиантиклинальные складки в районе оз. Ямпохто и р. Макус. На всей площади падение пород моноклинальное на восток-юго-восток. В западной части узла в поле развития отложений ордовика, силура и нижнего девона падение пород под углом 13—17, иногда 22—32°; в центральной полосе, сложенной осадками среднего—верхнего девона и низами тунгусской серии, достигает 28—35, редко 40°. К востоку в породах туфолоавовой толщи углы падения уменьшаются до 2—3°.

Дизъюнктивные нарушения в пределах Имангдинской зоны разломов помимо самого Имангдинско-Летнинского разлома представлены Макусовским и Имангдинским сбросами северо-западного простирания и несколькими опирающимися их мелкими нарушениями. Макусовский сброс (флексуросброс, по Г. Д. Маслову) доэффузивного времени фиксируется на р. Макус. Амплитуда его 125—150 м, опущено восточное крыло. Имангдинский сброс прослеживается от р. Макус на юге до р. Имангды на севере. Амплитуда сброса 100 м, опущено западное крыло. Фиксируются также Накохозовский и Нералахский разломы северо-восточного простирания (см. рис. 3). В аэромагнитном поле разломы этого направления фиксируются как зоны дробления вытянутыми отрицательными аномалиями. Судя по скоплениям вдоль них интрузивных тел трапшов и зон метасоматического изменения, возможно, именно эти разломы и опирающие их дизъюнктивные нарушения послужили каналами для проникновения базальтового расплава в верхние этажи платформы. Разломы северо-западного простирания, пересекаясь с разломами северо-восточного, создают структуру «битой тарелки». К этим пересечениям в районе приурочены дифференцированные интрузии, несущие сульфидное медно-никелевое оруденение (Имангдинская, Мантуровская, Накохозовская, Макусовская и, по-видимому, Хюктинская). К Имангдинской зоне разломов, но уже за пределами Имангдинского рудного узла, тяготеют слабодифференцированные слабо-сульфидоносные Хуримакитская интрузия габбро-долеритов (южный берег оз. Кета), интрузия оз. Хантайского (Щедрин, 1973<sub>2</sub>) и Хуколдысекитская интрузия.

Интрузивный комплекс Имангдинского рудного узла помимо хонолитоподобных сульфидоносных дифференцированных интрузий габбро-долеритов, локализующихся в отложениях девона и частично силура, представлен также широко распространенными силлами (реже дайками) недифференцированных титан-авгитовых, пойкилоофитовых и оливиновых пойкилоофитовых долеритов, а также трахидолеритов, располагающихся чаще в породах тунгусской серии (см. рис. 4).

Мощность согласных, пологосекущих и дайковых тел колеблется в широких пределах — от первых до 150—200 м. Чаще всего она составляет первые десятки метров. Наиболее древние (верхнепермские) — интрузии трахидолеритов, наиболее молодые — оливиновые долериты и микродолериты (дайки). Для недифференцированных и слабодифференцированных интрузий Имангдинского района данные по их химическому составу (средние по интрузиям) приводятся в табл. 35. Здесь же приводятся вычисленные по этим данным петрохимические коэффициенты и нормативные составы. Можно видеть, что в титан-авгитовых долеритах, в габбро-долеритах Хуримакитской интрузии, а также в дайках долеритов Хантайской мульды появляется нормативный нефелин при повсеместном присутствии нормативного оливина. Особенности как минералогического состава пород, так и состава самих минералов можно уяснить из второй части табл. 35. Ранее

(Щедрин, 1968<sub>1</sub>) уже было отмечено, что для недифференцированных интрузий в пределах Имангдинского района с севера на юг наблюдается повышение содержания оксидов железа от 6 до 9% в титан-авгитовых долеритах, от 5 до 14% в пойкилоофитовых долеритах и от 6 до 15% в оливниновых пойкилоофитовых долеритах и габбро-долеритах. В долеритах всей Имангдинской зоны наблюдаются повышенные содержания меди, пониженные содержания титана и ванадия по сравнению со средними значениями для интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы (Иванова, 1969). В пойкилоофитовых долеритах и габбро-долеритах содержания меди, никеля, ванадия, титана, циркония, скандия и стронция постоянно повышенные. Для оливниновых долеритов и габбро-долеритов средние значения меди, никеля, хрома, кобальта и титана отвечают средним содержаниям, вычисленным для интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы (Иванова, 1969).

С интрузиями пойкилоофитовых долеритов связана пиритовая минерализация во вмещающих породах девона и пирротин-пиритовая в породах тунгусской серии. С оливниновыми долеритами известны проявления халькопирит-пирротин-пиритовой минерализации в породах тунгусской серии, пирротин-пиритовой минерализации в карбонатных породах девона и пирротин-магнетит-пиритовой минерализации в базальтах (Щедрин, 1968<sub>1</sub>). Наибольший интерес представляют дифференцированные интрузии района, с которыми связаны сульфидные медно-никелевые руды. Для них характерно присутствие псевдостратификации, выражающейся в наличии ряда горизонтов, сложенных меланократовыми породами в нижней и более лейкократовыми в верхней частях интрузий. Результатам изучения именно этих интрузий посвящены следующие разделы работы.

Подводя итоги имеющимся геологическим материалам, можно полагать, что Имангдинская зона глубинных разломов, по-видимому, близка по своим морфологическим особенностям Норильско-Хараелахскому разлому, контролирующему расположение медно-никелевых месторождений типа Норильск-1 и Талнах. При этом следует добавить, что основной рудо-контролирующий разлом Имангдинского рудного узла, возможно, расположен несколько восточнее Имангдинско-Летнинской зоны, совпадая в плане с Кета-Ирбинским разломом (см. рис. 2), прослеженным от подошвы горы Хуколдысекит до верховьев р. Имангды (Щедрин, 1968<sub>2</sub>).

## Г л а в а II

### ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ И ИХ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ

Металлогения Имангдинского рудного узла, как и ряда прочих рудных узлов, выделяемых Н. Н. Урванцевым (1959), связывается с присутствием здесь рудоносных дифференцированных трапповых интрузий. Сюда относятся Имангдинская, Накохозовская, Хюктинская, Мантуровская и обнаруженная при бурении под железорудным месторождением Макус одноименная слабодифференцированная интрузия. Наиболее интересная по своему строению из всей группы — Мантуровская — дифференцированная интрузия была обнаружена и частично разбурена в процессе геологопоисковых работ норильских геологов в середине 50-х годов. Уже в это время стало ясно, что интрузия имеет четкое дифференцированное строение норильского типа и вкрапленное сульфидное оруденение. Помимо горизонта шиханских такситовых габбро-долеритов здесь были обна-

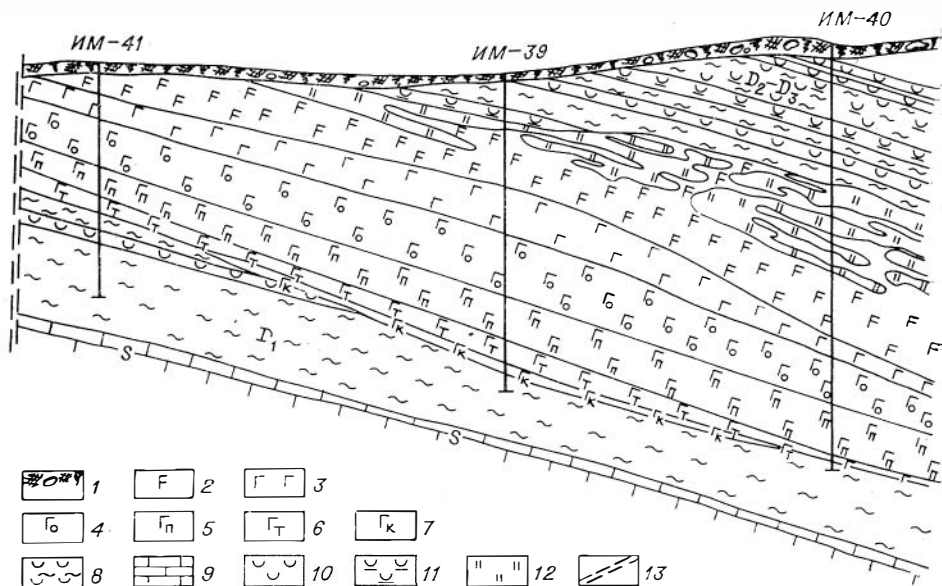


Рис. 5. Схематический разрез через Мантуровскую интрузию (составил Н. Ф. Щедрин). 1 — четвертичные образования; 2 — верхние контактовые габбро-долериты, габбро-диориты, кварцевые диориты, основные пегматонды; 3 — габбро-долерит; 4 — оливиновые и оливин-биотитовые; 5 — пикритовые; 6 — такситовые; 7 — контактовые габбро-долериты; 8 — мергели и доломиты сульфатонасыщенные; 9 — известняки; 10 — гипсы; 11 — ангидриты; 12 — ороговикованные и скарнированные породы; 13 — зона тектонического нарушения.

ружены еще верхние такситовые габбро-долериты и габбро, также имеющие сульфидную вкрапленность. Тем не менее, до сих пор в литературе неизвестны детальные петрологические исследования по этой интрузии, что побудило авторов сделать основной упор в данной работе на описании именно ее.

Мантуровская интрузия имеет форму пологой залежи ( $\sim 10^\circ$ ) со слабо секущими соотношениями с вмещающими породами и выходит под четвертичные отложения в 2 км северо-восточнее выходов Имангдинской интрузии по р. Имангде (см. рис. 3). Вмещающие породы для нее — глинисто-карбонатные с прослоями гипсов и ангидритов отложения мантуровской свиты среднего девона. На западе интрузия обрывается плоскостью сброса. К северу и югу залежь выклинивается, к востоку — полого погружается под осадочные породы девона. Данные гравиметрических работ позволяют полагать, что интрузия имеет клинообразную форму, вытянутую в широтном направлении. Ширина интрузивной залежи по данным Н. Ф. Щедрина не менее 4—5 км. В центральной части (рис. 5) залежь имеет наибольшую мощность, что дает основание предполагать корытообразную форму ее поперечного сечения. По падению интрузии ее мощность увеличивается от 140 до 200 м и больше. Средняя мощность интрузии более чем вдвое превышает мощность Имангдинской и Накохозовской интрузий. Кровля всех этих интрузий очень неровная благодаря широкому развитию метасоматических пород часто в виде «псевдобрекчий» не только по вмещающим, но и по самим породам верхней части интрузий, представленным здесь оливиновыми и оливинсодержащими контактовыми разновидностями габбро-долеритов. Для строения Мантуровской интрузии характерно присутствие следующих пород (сверху вниз).

1. Контампированные оливинсодержащие породы, верхние такситовые габбро-долериты и габбро — 5—17 м.

2. Призматически-зернистые габбро-диориты с кварцем и микропегматитом и безоливиновые габбро-долериты — 15—70 м.

3. Безоливиновые и оливинсодержащие призматически-офитовые, офитовые и пойкилоофитовые габбро-долериты — 20—60 м.
4. Оливиновые и троктолитовые габбро-долериты — 27—40 м.
5. Пикритовые габбро-долериты — 14—40 м.
6. Такситовые (нижние) габбро-долериты — 10—12 м.
7. Контактные габбро-долериты — 1,5—5 м.

Особенности строения интрузии можно видеть на серии разрезов по скважинам (рис. 6). Переходы между дифференциатами постепенные. Верхние и нижние пегматоиды имеют примерно равное развитие (до 10 м по мощности). Мощность пикритового горизонта увеличивается к востоку вместе с общей мощностью интрузии. Для разреза интрузии характерно распределение сульфидной вкрапленности (пирротин, халькопирит, пентландит, пирит), которая присутствует в основном в нижних и верхних такситовых габбро-долеритах и габбро и локально в контактовых и пикритовых габбро-долеритах, причем в непосредственной близости от такситовых. Нижней части горизонта пикритовых габбро-долеритов свойственна неоднократная перемежаемость маломощных прослоев пикритовых и такситовых габбро-долеритов. Именно эти части горизонта пикритовых габбро-долеритов имеют густую вкрапленность сульфидов, в том числе уплощенную каплевидную (до 1 см в диаметре).

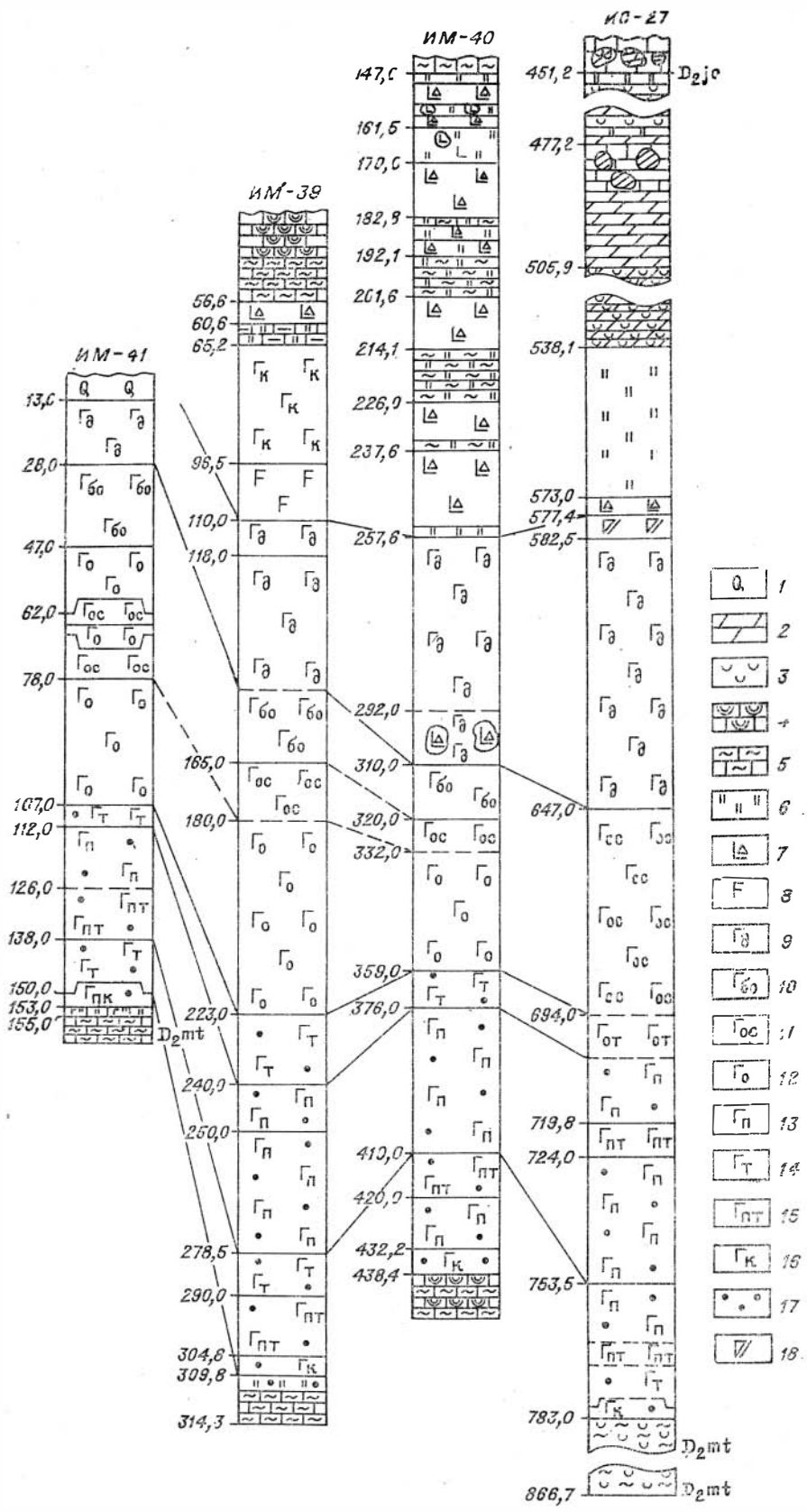
Таким образом, в Мантуровской интрузии наиболее ярко выражены зависимость появления сульфидной вкрапленности в пикритовых габбро-долеритах от появления среди них такситовых габбро-долеритов и отсутствие сульфидов в верхней части разреза пикритового горизонта. Следует подчеркнуть, что место сульфидов в этой части занимает обильная вкрапленность магнетита (титаномагнетита). Подобный же горизонт магнетитовой вкрапленности приурочен к безоливиновым габбро-долеритам и к так называемым габбро-диоритам, подстилающим верхние такситовые габбро-долериты и габбро с сульфидной вкрапленностью.

**Имангдинская интрузия** расположена в среднем течении р. Имангды, в 80 км к юго-востоку от Норильска (см. рис. 3) и локализуется вдоль контакта силурийских и девонских пород (зубовской свиты нижнего девона). Интрузия, подобно Мантуровской, представляет собой вытянутую пластообразную залежь с раздувами, пережимами и разветвлениями, четко секущими вмещающие породы. Выходы интрузии вдоль р. Имангды имеют сигарообразную форму и прослеживаются буровыми скважинами в меридиональном направлении на 6 км, причем к югу интрузия ограничена Макусовским сбросом. В поперечном сечении интрузия имеет корытообразную форму с крутыми бортами и многочисленными апофизами. Ширина выходов на дневную поверхность колеблется от 250 до 750 м. При общем согласном залегании интрузия погружается к востоку под углом 8—17°, в южной части — к восток-юго-востоку, и соответственно магма внедрялась в направлении ее воздымания. Мощность интрузии колеблется от 30 до 100 м. В строении интрузии в свое время многими исследователями (Годлевский, 1959; Коровяков и др., 1963; Туганова, 1960; Золотухин, Васильев, 1967; Щедрин, 1968<sub>2</sub>, 1973<sub>2</sub>) выделялись те или иные горизонты (сверху вниз):

1. Верхние контаминированные породы и эруптивные брекчии с гибридным цементом — единицы метров.
2. Верхние контактовые (оливиновые), такситовые габбро-долериты, а также габбро — 4—30 м.
3. Габбро-диориты, лейкократовые габбро, в том числе кварцсодержащие и безоливиновые габбро-долериты — 6—30 м.
4. Оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты — 6—16 м.
5. Пикритовые и троктолитовые габбро-долериты — 13—18 м.
6. Нижние такситовые габбро-долериты — 4—6 м.
7. Нижние контактовые габбро-долериты — 2—5 м.

Особенности строения интрузии по конкретным ее разрезам, вскрытым





буровыми скважинами, можно видеть на рис. 7. Некоторые из перечисленных выше горизонтов выпадают, но в целом схема разреза, намеченная М. Н. Годлевским (1959), выдерживается.

Как особенно хорошо видно в керне из скв. ИМ-32, в разрезе интрузии присутствуют верхние габбро и такситовые габбро-долериты, содержащие сульфидную вкрапленность (халькопирит, пирротин, пирит), а также вкрапленность магнетита (титаномагнетита), особенно обильную в габбро-диоритах. Подобный же ореол вкрапленности магнетита (титаномагнетита) отмечается в разрезе интрузии непосредственно над сульфидоносными пикритовыми габбро-долеритами. Такситовые габбро-долериты нижней части разреза, как и пикритовые габбро-долериты, имеют крупную расслоенную вкрапленность сульфидов (халькопирит, пирротин, пентландит, миллерит). Интересно отметить, что верхние и нижние пегматоиды имеют здесь примерно равное развитие (по скв. ИМ-32 около 5 м мощности). В северо-западной части интрузии как в имеющихся обнажениях, так и ее выходах под наносы, вскрытых рядом скважин, разрез интрузии неполный из-за ее частичной эрозии. Именно поэтому в ряде работ (Годлевский, 1959; Туганова, 1960; Коровяков и др., 1963) не указывалось на существование в разрезе верхних пегматоидов, что представляется нам весьма существенным для познания как механизма их становления, так и связанного с ним оруденения (Золотухин, 1964<sub>1</sub>). Вместе с тем ограниченность имеющегося материала как для Имангдинской, так и для Мантуровской интрузий позволяет предполагать для их верхних пегматоидов (в отличие от нижних) не сплошное, а локальное развитие — в виде цепочки линзовидных тел переменной мощности, чаще залегающих на габбро-диоритах, как это установлено для хорошо вскрытой интрузии Норильск-I (Годлевский, 1959; Роговер, 1959; Золотухин, 1964<sub>1</sub>; Смирнов, 1966). Возможно, этим объясняется отсутствие верхних пегматоидов в изученном разрезе Накохозовской интрузии, в общем напоминающем схему строения Имангдинской и Мантуровской интрузий.

**Накохозовская интрузия** обнажается в среднем течении руч. Накохоз в 5 км к юго-востоку от Имангдинской интрузии (см. рис. 3), имея в плане сигарообразную форму, выявленную буровыми скважинами на протяжении 6 км. Ширина выхода на дневную поверхность варьирует от 250 до 500 м. Западный борт интрузива, контактирующий с метаморфизованными породами нижнего девона (курейская свита), вскрыт буровыми скважинами. Интрузия представляет собой пластовое тело, погружающееся на юго-восток под углом 12—17°. По восстанию она расщепляется на отдельные «хвостообразные» тела, что дает основание говорить о ее дальнейшем выклинивании к западу. Южная часть интрузии отсечена Макусовским и Имангдинским сбросами, пересекающими тело интрузии в его срединной части. Мощность интрузии варьирует в пределах от 30—70 м в северо-западной части до 100—150 м — в юго-восточной. Строение интрузии характеризуется присутствием в разрезе (сверху вниз) следующих пород (Коровяков и др., 1963; Туганова, 1960; Щедрин, 1973<sub>2</sub>).

1. Контаминированные породы, эруптивные брекчии и контактовые (оливиновые) габбро-долериты — единицы метров.

2. Диориты, габбро-диориты, безоливиновые габбро-долериты, содержащие кварц и микропегматит, — 20—70 м.

3. Перемежающиеся оливинсодержащие, оливиновые и троктолитовые габбро-долериты — 35—60 м.

---

Рис. 6. Особенности строения Мантуровской интрузии габбро-долеритов (разрезы составил Н. Ф. Щедрин).

1 — четвертичные образования; 2 — мергели; 3 — ангидриты; 4 — гипсы и известняки; 5 — известниковые аргиллиты; 6 — роговики и метасоматиты; 7 — долериты; 8 — габбро; 9 — габбро-диорит; 10 — безоливиновый габбро-долерит; 11 — оливинсодержащий (до 5% Ол); 12 — оливиновый (>5% Ол); 13 — пикритовый (>20% Ол); 14 — такситовый; 15 — пикрито-такситовый; 16 — контактовый габбро-долерит; 17 — сульфидная минерализация; 18 — диорит.

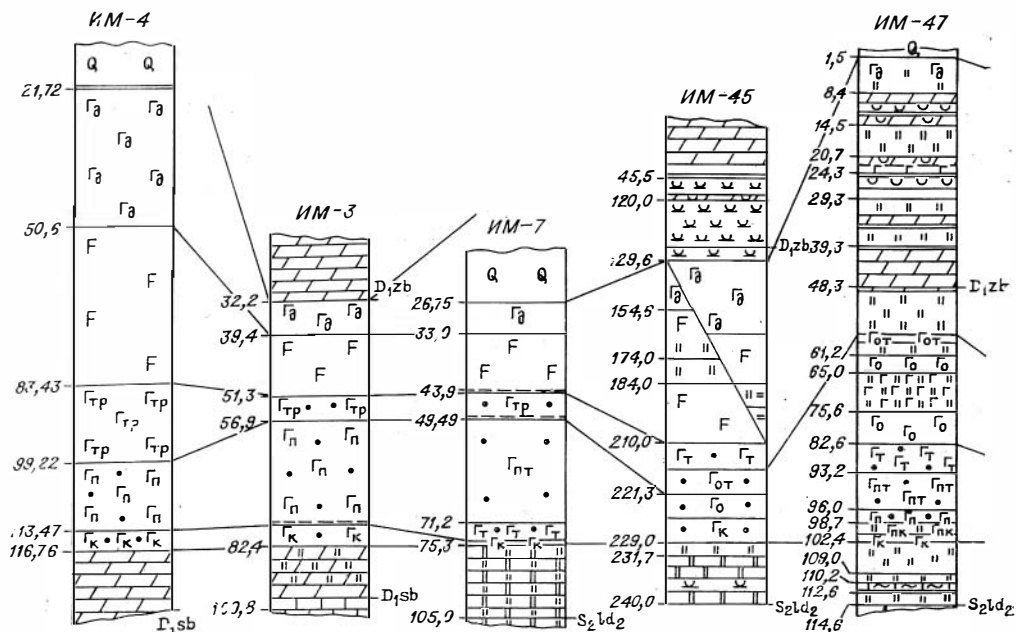


Рис. 7. Особенности строения Имангдинской интрузии

1 — четвертичные образования; 2 — мергели; 3 — известняки; 4 — аргиллиты; 5 — роговики и мелные породы; 10 — долерит-диорит; 11 — габбро; 12 — габбро-диорит; 13 — оливиновый габбро-долерит такситовый; 19 — оливинсодержащий; 20 — безоливиновый габбро-долерит;

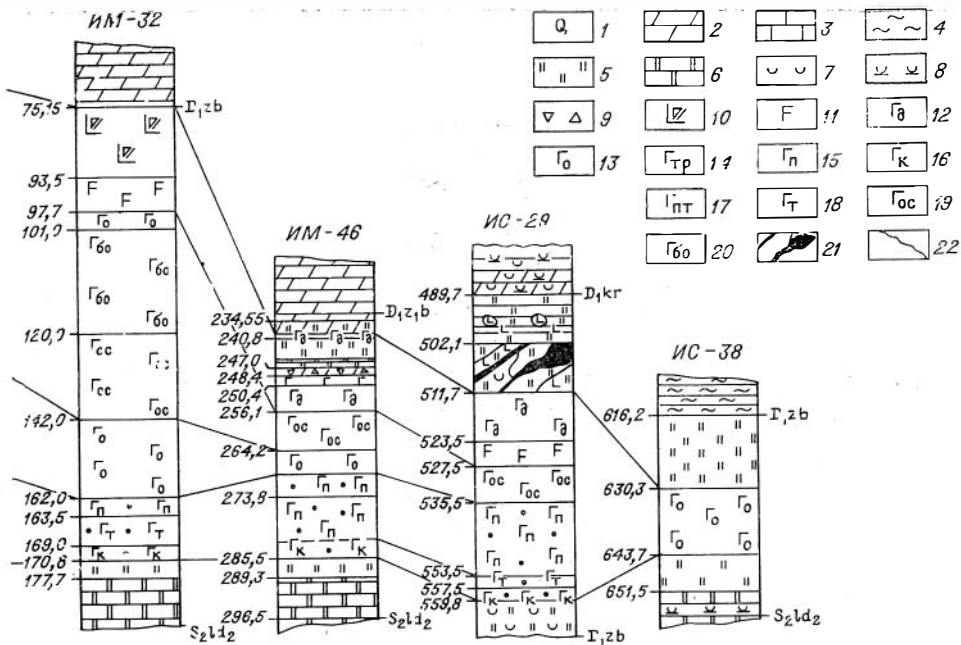
4. Троктолитовые до пикритовых габбро-долериты — 3—5 м.

5. Такситовые габбро-долериты — 3—12 м.

6. Контактные габбро-долериты — 3—5 м.

Такситовые (как и пикритовые) габбро-долериты распространены повсеместно и встречаются в виде небольших линзообразных тел мощностью обычно от 3 до 5 м, к которым приурочено вкрапленное сульфидное оруденение. Особенности строения разрезов интрузии по скважинам можно видеть на рис. 8. Следует отметить, что в целом дифференциация интрузии Накохоз менее четкая и в разных ее участках нижняя ее часть с вкрапленностью сульфидов может иметь (Туганова, 1960; Коровяков и др., 1963) как явный пикритовый горизонт (количество оливина более 25%), так и переслаивание пикритоподобных пород (15—20% оливина) с оливиновыми габбро-долеритами (скв. ИМ-19), сменяющиеся ниже такситовыми габбро-долеритами троктолитового типа. Верхний дифференциат интрузии (габбро-диорит), а также породы ближнего экзоконтакта имеют обильную вкрапленность и прожилки магнетита.

**Хюкгинская интрузия** расположена северней Имангдинской интрузии (см. рис. 3) и представлена двумя разобщенными в плане телами, вытянутыми в меридиональном направлении и следящими по коренным выходам на левом берегу р. Имангды на 3,5 км при ширине выходов интрузии не более 0,5 км. Буровыми скважинами установлено (Щедрин, 1958), что Хюкгинская интрузия имеет форму хонолитоподобного тела, погружающегося к востоку под углом 17°. В разрезе интрузия представлена двумя расщепленными телами, локализованными в отложениях нижнего силура (верхнее тело) и верхнего ордовика (нижнее тело), как это можно видеть на рис. 4. Средняя мощность тел соответственно 70 и 115 м. На глубине они, по-видимому, сливаются в единое магматическое тело, внедрившееся вдоль Имангдинско-Летинского разлома. Характерные отличия от интрузий, описанных выше, — слабая дифференциация и убогая сульфидная вкрапленность (пирит, пирротин, халькопирит). В разрезе интрузии пре-



габбро-долеритов (разрезы составил Н. Ф. Щедрин).

расоматиты; 6 — доломиты; 7 — ангидриты; 8 — гипс-ангидритовые горизонты; 9 — брекчирован- лерит; 14 — троктолитовый; 15 — пикритовый; 16 — контактовый; 17 — пикрит-такситовый; 18 — 21 — магнетитовые рудопроявления; 22 — линии тектонического смещения.

обладают оливинсодержащие габбро-долериты (оливина до 5%) — 20— 35 м, перемежающиеся с участками, сложенными габбро, габбро-диори- тами, такситоподобными, пикритовыми и контактовыми габбро-долеритами (общей мощностью 5—30 м). Мощность линз пикритового состава не пре- вышает 0,3 м. Горизонты, сложенные габбро, сопровождаются неравно- мернозернистыми такситовыми пегматоидными разностями, развивающи- мися непосредственно на контакте с габбро.

**Макусовская интрузия** обнажается по обоим берегам р. Макус и вскры- та рядом буровых скважин. В плане интрузия имеет неправильную форму, вытянутую в меридиональном направлении, подобно другим интрузиям Имангдинского рудного узла. На широте р. Макус интрузия пересекается Макусовским разломом субширотного простирания (см. рис. 3). В разрезе представляет собой хонолитоподобное тело, локализирующееся в ядре склад- ки карбонатно-мергелистых гипсоносных отложений верхнего девона (ка- ларгонская свита). Мощность интрузии не превышает 150 м. Площадное распространение интрузии не совсем ясно, поскольку данных по ее геоло- гии пока мало, однако есть все основания полагать, что подобно другим интрузиям Имангдинского района она также погружается с увеличением мощности к востоку или юго-востоку, имея там с ними общий подводя- щий канал.

В строении интрузии, еще менее четко дифференцированной, чем Хюк- тинская, принимают участие перемежающиеся между собой оливинсодер- жащие и оливиновые габбро-долериты (рис. 9) общей мощностью 25—130 м. В верхней части интрузии благодаря интенсивному метасоматическому изменению (альбитизации плагиоклаза, амфиболлизации клинопироксена, а также появлению кварца и микропегматита) породы фактически уже представлены «габбро-диоритами» и «кварцевыми диоритами» — 25—60 м. Интрузия имеет зону интенсивного метаморфизма мощностью до 25—35 м со скарповыми и низкотемпературными минералами, а также сульфидной минерализацией (пирит, пирротин) и магнетитом, который, кое-где слагая

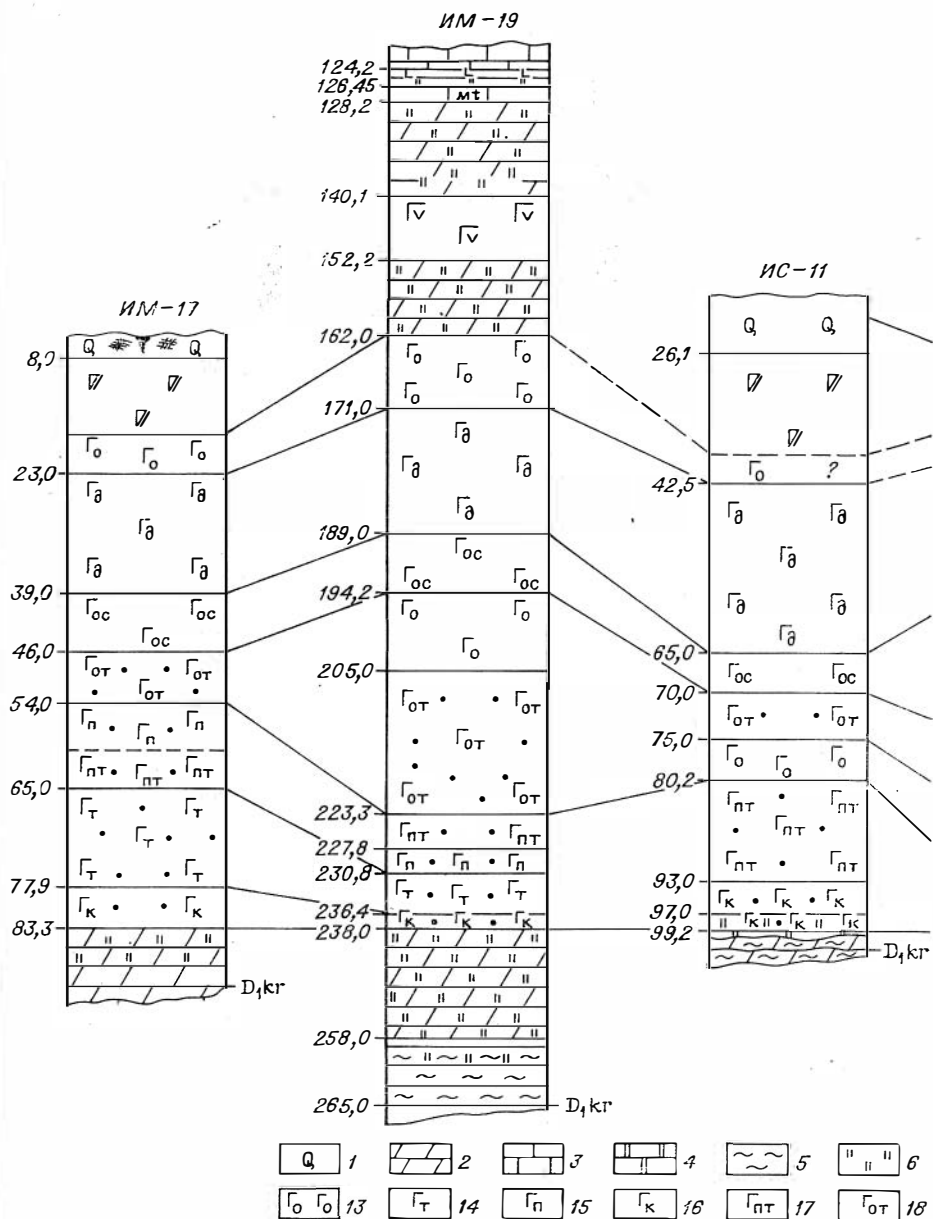
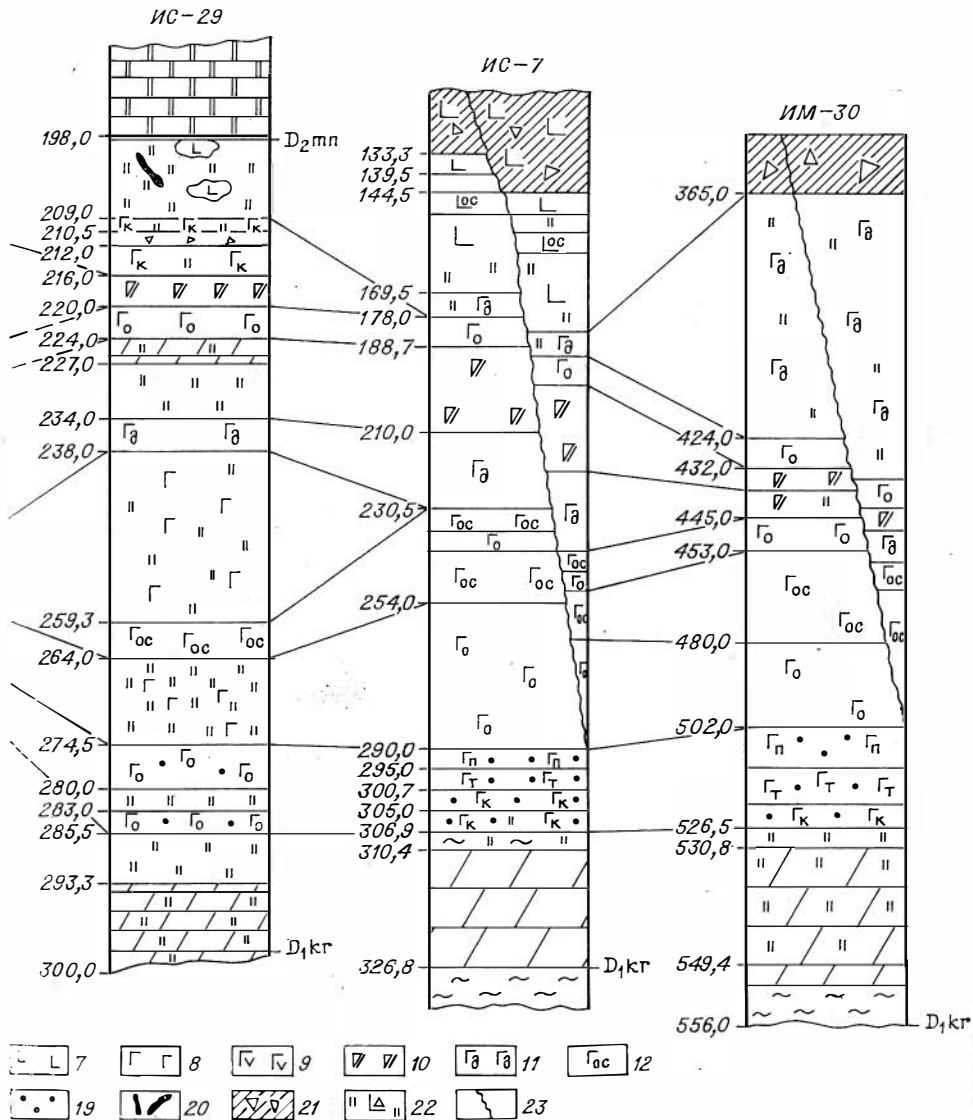


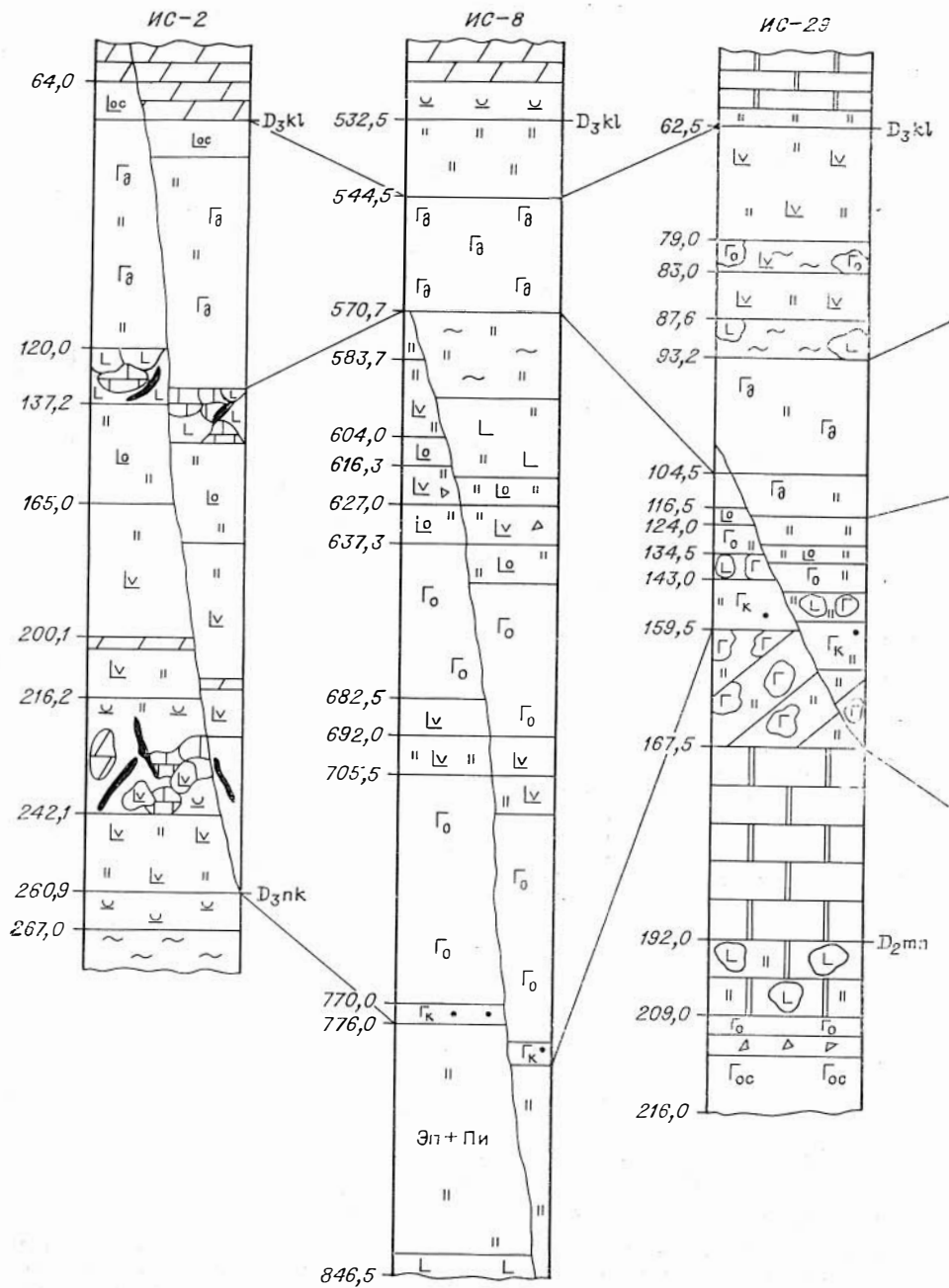
Рис. 8. Особенности строения Накоховской интрузии

1 — четвертичные образования; 2 — мергели; 3 — известняки; 4 — доломиты; 5 — аргиллиты; 6 — 10 — диорит; 11 — габбро-диорит; 12 — оливинсодержащий габбро-долерит; 13 — оливинный; 14 — габбро-долерит; 19 — сульфидная минерализация; 20 — магнетитовые рудообразования; 21 — текто-



габбро-долеритов (разрезы составил Н. Ф. Щедрин).

роговики и метасоматиты; 7 — долериты; 8, 9 — габбро-долериты (9 — частично ороговикованные); такситовый; 15 — пикритовый; 16 — контактовый; 17 — пикрит-такситовый; 18 — оливин-такситовый; 19 — ническая брекчия; 20 — частично ороговикованные долериты; 23 — линии тектонического смещения.



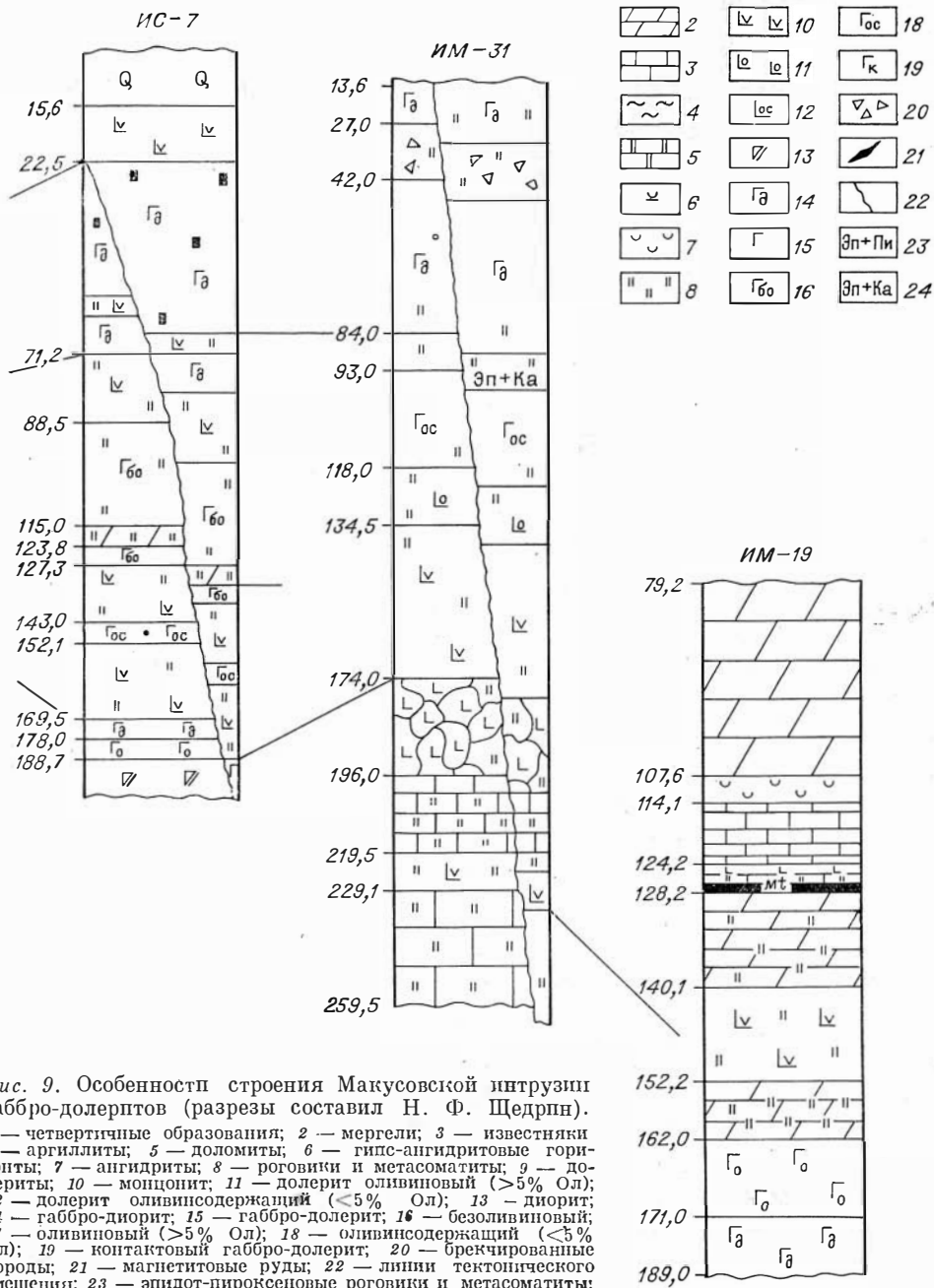


Рис. 9. Особенности строения Макусовской интрузии габбро-долеритов (разрезы составил Н. Ф. Щедрин).  
 1 — четвертичные образования; 2 — мергели; 3 — известняки  
 4 — аргиллиты; 5 — доломиты; 6 — гипс-ангидритовые горизонты; 7 — ангидриты; 8 — роговики и метасоматиты; 9 — долериты; 10 — монцитит; 11 — долерит оливинный (>5% Ол); 12 — долерит оливинсодержащий (<5% Ол); 13 — диорит; 14 — габбро-диорит; 15 — габбро-долерит; 16 — безоливинный; 17 — оливинный (>5% Ол); 18 — оливинсодержащий (<5% Ол); 19 — контактовый габбро-долерит; 20 — брекчированные породы; 21 — магнетитовые руды; 22 — линии тектонического смещения; 23 — эпидот-пироксеновые роговики и метасоматиты; 24 — эпидот-кальцитовые роговики и метасоматиты.



сплошные руды, достигает промышленных концентраций. Интересно отметить, что сульфиды располагаются в менее измененных породах, залегающих по разрезу ниже, чем скопления магнетита. Разный характер оруденения и интенсивности развития измененных пород (брекчий и псевдобрекчий) позволяет некоторым геологам предполагать проявление здесь двух совмещенных интрузий. Полной ясности тем не менее в этом вопросе еще нет, и здесь требуются дополнительные исследования. Нам же представляется, что говорить о двух интрузиях пока преждевременно, поскольку и в других дифференцированных интрузиях в верхних их частях, но в гораздо меньших масштабах, также проявляется железорудная минерализация (особенно четко в соседней интрузии Накохоз).

## Г л а в а III

### МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ ИМАНГДИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

#### МАНТУРОВСКАЯ ИНТРУЗИЯ

В строении интрузии, как и в других родственных интрузиях Норильского района (Золотухин, 1964<sub>1,2</sub>; Золотухин, Васильев, 1967; Золотухин и др., 1975), можно выделить основную трехчленную серию габбро-долеритовых пород (пикритовые, оливиновые и безоливиновые габбро-долериты), сопровождаемую верхними и нижними контактовыми габбро-долеритами, серию верхних и нижних пегматоидных пород (такситовые габбро-долериты и габбро) и псевдотахилиты. Кратко остановимся на характеристике этих серий (снизу вверх по разрезу интрузии), сопровождая ее таблицами имеющих кристаллооптических констант порообразующих минералов и результатами химических анализов пород.

#### Нижние оливиновые контактовые габбро-долериты и долериты

Макроскопически это темно-серые, обычно мелкозернистые породы. Структура породы пойкилофитовая до микродолеритовой. Кристаллы п л а г и о к л а з а слагают не менее 50% общего объема породы. Наряду с отдельными идиоморфными таблицами (1,5—2) × (1—0,6 мм) с составом 70—80 (центр), 54 (край) % Ан комп. присутствуют многочисленные лейсты размерами (0,3—0,8) × (0,16—0,08) мм, имеющие в составе 66—52% Ан комп. (табл. 2). В кристаллах отмечается зональное строение и полисинтетические двойники. Плагноклаз в значительной степени пренитивирован. Часто лейсты включены в качестве хадакростов в ойкокросты клинопироксена. Судя по близости составов, определенных Федоровским методом и в иммерсии (см. табл. 2), он близок здесь к упорядоченному (Заварицкий и др., 1958).

К л и н о п и р о к с е н представлен многочисленными ойкокритами со средними размерами около 1 мм в диаметре. Отмечаются простые и полисинтетические двойники. Помимо хадакростов плагноклаза ойкокросты клинопироксена часто содержат мелкие изометричные (0,16—0,08 мм в диаметре) псевдоморфозы зеленого серпентин-хлоритового минерала, развивающегося по хадакростам оливина. В ойкокритах клинопироксена часто наблюдается волнистое погасание. Часть ойкокростов распалась на отдельные блоки, в том числе с зональным строением. Судя по измеренным

## Результаты измерения состава плагиоклаза в нижних контактовых габбро-долеритах

Координаты двойниковой оси (B) или нормали к шву (D)			Символ	Состав, % Ан комп.		Примечание
<i>N<sub>g</sub></i>	<i>N<sub>m</sub></i>	<i>N<sub>p</sub></i>		упорядоченный	неупорядоченный	
34,5	67	66	$B_{\perp}(010)$	70	62	Крупное (1×0,5 мм) зональное гипсидиоморфное зерно. Центр→край. Шл. 300, 5/39
27	69	75	$B_{\perp}(010)$	54	50	
29	64	78	$B_{\perp}(010)$	52	48	Хадакрит (лейста 0,27×0,1 мм) в ойкокрите клинопироксена. Шл. 300,5/39
38	59	71	$B_{\perp}(010)$	66	58	Мелкий зональный хадакрит (0,18×0,05 мм) среди амфиболитизированного клинопироксена. Центр→широкий край
34	57	83	$B_{\perp}(010)$	52	45	
84	80	11,5	$B [100]$	42	41	Мелкое гипсидиоморфное зерно (0,13 мм в диаметре) в пироксен-оливиновом роговике. Шл. 301,3/39
61	30	84	$D_{\perp}(001)$	41	38	
45,5	62,5	57	$B [010]$	83	80	Мелкий изометричный ойкокрит с хадакритами оливина (0,15 мм в диаметре). Шл. 301,3/39
75	20	77,5	$B_{\perp} [001] (010)$	82	80	Более крупный изометричный плагиоклаз с хадакритом оливина (0,3 мм в диаметре). Шл. 301,3/39
40	55	73	$B [010]$	60	56	Гипсидиоморфно-зернистая таблица (0,5 мм в диаметре) Шл. 301,3/39
						Зональные таблицы в иммерсии ( $\pm 0,002$ )(край)
					50	$N_{g'} = 1,562$
					52	$N_{p'} = 1,557$

значениям оптических констант (табл. 3) в составе клинопироксена содержится около 20% Фс комп. (Трегер, 1958). В интерстициях наблюдаются мелкие участки светло-зеленой роговой обманки ( $N_g = 1,673$ ;  $N_p = 1,651$ ) иногда совместно с чешуйками бурого биотита ( $N_g = 1,649$ ) и зернами магнетита (0,3—0,5 мм в диаметре). Эти минералы развиваются отчетливо по ойкокритам пироксена. Изредка наблюдаются мелкие ойкокриты ортопироксена (см. табл. 3). Еще реже встречаются ойкокриты клинопироксена пижонита — с малым углом  $2V$  (одноосная реакция на осьность). Их соотношение с ойкокритами нормального кальциевого клинопироксена не превышает 1:10.

Большой интерес представляет зона непосредственного контакта габбро-долеритов интрузии и пироксенового роговика вмещающих пород (шл. 301/39). Пироксенит имеет микрогранобластовую структуру и состоит в основном из зональных, иногда sdвойникованных зерен клинопироксена (0,08—0,15) мм в диаметре ( $\angle cN_g = 43$ ;  $49^\circ$ ;  $\angle 2V = 52$ ;  $55$ ;  $59^\circ$ ;  $N_p = 1,683$ ). В интерстициях наблюдаются зерна оранжевого биотита, магнетита, сульфидов, редко плагиоклаза, зеленой и бурой роговой обманки и ангидрита. Здесь же отмечаются мелкие ойкокриты ортопироксена ( $N_g = 1,691$ ;  $N_p = 1,680$ ) до 0,5 мм в диаметре с реликтами клинопироксена в центральной части зерен, которые в свою очередь содержат хадакриты мелких зерен оливина. Вблизи выделений рудных минералов (0,01—0,5 мм в диаметре) кроме биотита наблюдаются также отдельные зерна эпидота, сфена, альбита и хлорита.

Ороговикованный габбро-долерит, контактирующий с упомянутым пироксенитом, представлен плагиоклаз-оливин-пироксеновой ассоциацией минералов, причем структура — от микрограно-

Таблица 3

## Кристаллооптические константы и состав темноцветных минералов нижних контактовых габбро-долеритов

Кристаллооптические константы	Оливин	Клинопироксен	Ортопироксен	Роговая обманка	Биотит
Угол $2V^\circ$	(+) 86—89	1) (+) 43; 45; 48 2) + 48; +59		—74	Мал. (—)
Угол $cNg^\circ$	—	1) 41—42,5 2) 43, редко 49	—	—	—
$Ng (\pm 0,002)$	1,691	1,720	1,704	1,673	1,649
$Nm (\pm 0,002)$	1,677	—	—	—	—
$Np (\pm 0,002)$	—	1,691	1,683	1,651	—
Плеохроизм			$Ng$ — зеленоватый $Np$ — светло-розовый	$Ng$ —зеленая до голубовато-зеленой $Nm$ —желто-зеленая до коричнево-зеленой $Np$ —светло-зеленая до бесцветной	$Ng=Nm$ —бурый до оранжевого $Np$ — бесцветный
Схема абсорбции				$Ng > Nm > Np$	$Ng \geq Nm > Np$
Состав (мол.%)	10—12Фа Измеренов оливин-пироксеновой ороговикованной части породы	40 Волл 39 КлЭн 21 Фс 1) в нормальной, 2) в ороговикованной части породы	23—29 Фс Ед. зерна	32—35 жел. комп. Иногда псевдоморфозы по пироксенам	50 жел. комп. Чешуйки и их скопления

Примечание. Здесь и далее в таблицах составы по оптике даются для оливина, орто- и клинопироксена, роговой обманки по Трегеру (1958), биотит — по Соболеву (1950). Следует упомянуть, что используемая диаграмма для биотита, как показано ныне (Золстухин и др., 1975), завышает значения железистости биотитов из траппов до 20 мол. %.

бластовой и сегрегационной до пойкилоофитовой. В мелких ойкокритах пироксена (до 1,2 мм в диаметре) наблюдаются мелкие изометричные хадакриты оливина (0,03—0,08 мм в диаметре). Иногда зерна клинопироксена замещаются бурым биотитом ( $Ng = 1,638$ ). Вдоль системы субпараллельных микротрещин, совпадающей с направлением контакта, часто присутствует мелкая вкрапленность магнетита и сульфидов. Вдоль самого контакта с пироксенитом наблюдается полоса шириной 0,5 мм с сидеронитовой структурой, обогащенная рудными минералами, интенсивным развитием бурого биотита и серпентинизацией оливина. В 1 мм от нее появляется уже свежий оливин, в котором, судя по оптическим свойствам (см. табл. 3) содержится около 10 % Фа комп. Ойкокриты клинопироксена, вмещающие хадакриты оливина, имеют  $\angle 2V = +48^\circ$ , в других зернах отмечен  $\angle 2V$  до  $+59^\circ$ . В интерстициях здесь часто можно видеть также гипидиоморфные зерна, а также ойкокриты плагиоклаза до 1,5 мм в диаметре с хадакритами оливина (в составе таких ойкокритов 82—83 % Ан комп., в крайних частях этих и в других зернах до 42 % Ан комп., см. табл. 2). В интерстициях наблюдаются также зерна зеленой роговой обманки.

Интересно отметить, что еще на несколько метров далее от контакта (до 8 м) во вмещающих породах обнаружен пропласток более 2 м мощности метасоматитов существенно серпентинитового состава (обр. 306/39, 308/39) с обильной рудной вкрапленностью неправильной формы (магнетит и сульфиды), сопровождаемой чешуйками бурого биотита. В участках с сидеронитовой структурой видно, что серпентин развивается в основном по идиоморфным мелким (0,03—0,08 до 0,15 мм в диаметре) зернам, по-видимому, оливина. Многочисленность зерен создает подобие сегрегационной структуры пикритовых габбро-долеритов. Скорее всего серпентинизацию здесь претерпевает форстеритовый мрамор, возникший при контактовом метаморфизме одного или нескольких прослоев доломитистых мергелей вмещающей толщи. Химический анализ породы (см. табл. 33, обр. 306,0) подтверждает это, так как ни одна изверженная порода Норильского района не является столь магниальной. Химические анализы контактовых габбро-долеритов приводятся в табл. 28 и 33.

## Породы основной трехчленной серии

### *Пикритовые габбро-долериты*

Макроскопически темно-серые до черных мелкозернистые до среднезернистых породы. Структура породы от сегрегационной (Годлевский, 1959) до пойкилоофитовой. О л и в и н составляет 30—40 % общего объема породы. Преобладают идиоморфные зерна (0,3—0,8 мм в диаметре), которые часто представляют собой хадакриты, включенные в ойкокриты пироксенов и плагиоклаза (табл. 4). Изредка наблюдаются ойкокриты оливина (0,8—1,5 мм в диаметре), которые иногда бывают включены сами в качестве хадакритов в еще более крупные ойкокриты пироксенов. В ойкокритах пироксенов в качестве хадакритов отмечены также мелкие округлые зерна оливина (0,08—0,30 мм в диаметре). Изредка наблюдаются скопления мелких изометричных полигональных зерен оливина, напоминающие гранулированные более крупные зерна с мозаичным блоковым погасанием. В этом, очевидно, проявляются признаки начинающейся локальной такситизации пикритовых габбро-долеритов. Судя по оптическим данным (табл. 5, 6), зерна оливина имеют широкий интервал составов.

К л и н о п и р о к с е н обычно составляет значительную часть (до 30 %) породы по объему и представлен крупными ойкокритами (1,5—3 мм в диаметре) с хадакритами оливина и плагиоклаза. Иногда можно видеть распавшиеся ойкокриты на отдельные блоки, образующие микроучастки пироксенитового состава. Изредка в ойкокритах наблюдаются простые

Результаты измерения состава плагиоклаза в пикритовых габбро-долеритах

Координаты двойниковой оси (B) или нормали к шву (D)			Символ	Состав, % Ан комп.		Примечание
<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>		упорядоченный	неупорядоченный	
39	64	63	<i>B</i> [010]	74	64	Гипидиоморфный ойкокрест с хадакритами оливина. Центр → край. Шл. 278,5/39
41	58	68	<i>B</i> [010]	70	60	
68	31	69	$\frac{B_1 \perp [001]}{(010)}$	83	68	Крупный гипидиоморфный таблитчатый кристалл (2,5×0,8 мм) с узкой краевой каймой в контакте с биотитом. Центр → край. Шл. 278,5/39
73	41	53,5	<i>B</i> <sub>2</sub> [001]	40	38	
73	25	72	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	82	70	Зональный кристалл (0,8×0,3 мм). Центр → край. Шл. 263,1/39
76	24	71	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	78	68	
46	58	61	$\frac{B \perp (010)}{B \perp (010)}$	88	75	Гипидиоморфное многократное зональное зерно с хадакритом оливина (2 <i>V</i> = +84°). Центр → край. Шл. 263,1/39
34,5	63,5	69,5		67	58	
46	59	60	<i>B</i> ⊥ (010)	89	79	Ксеноморфное зерно с хадакритом оливина. Шл. 250/39
67,5	32	68,5	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	84	68	Широкая зональная гипидиоморфная таблица. Центр → край. Шл. 250/39
72	35,5	60,5	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	67	58	
41	64,5	60,5	$\frac{B \perp (010)}{B \perp (010)}$	81	70	Вытянутая зональная крупная таблица. Центр → край. Шл. 236,5/39
33	63,5	72		60	55	
65	62	39	<i>B</i> [001]	56	52	Идиоморфная лейста с альбитизированной каймой. Центр → край. Шл. 236,5/39
77	17	80	<i>B</i> [001]	8	—	
53	78	40	<i>B</i> [001]	72	63	Зональная таблица (центр). То же, в иммерсии (±0,002). <i>Ng</i> = 1,574—1,567 <i>Np</i> = 1,565—1,560

и полисинтетические двойники. Иногда в зернах наблюдается отчетливое зональное строение, причем значение измеренных  $\angle 2V$  составляет значительный интервал (см. табл. 5, 6). В отдельных случаях (шл. 25а) клинопироксена в породе почти не было, и она состояла лишь из плагиоклаза и оливина с одиночными зернами пироксенов, представляя собой троктолит, в полном соответствии с первоначальным значением этого термина (Заварицкий, 1955)\*.

**Ортопироксен** обычно представлен немногочисленными ойкокритами со средними размерами 1—3 мм в диаметре, включающими многочисленными хадакритами плагиоклаза и оливина. В отдельных случаях ортопироксен количественно преобладает над клинопироксеном, но обычно в породе его роль резко подчиненная. Иногда создается впечатление, что ортопироксен замещает зерна клинопироксена (шл. 263, 1/39). Интервал составов пироксенов по данным оптики можно видеть в табл. 5, 6 (см. также гл. IV).

**Плагиоклаз**, составляющий до 30% объема породы, представлен зональными гипидиоморфными, реже ксеноморфными кристаллами, достигающими размера 2×0,8 мм и часто содержащими хадакритами оливина (см. табл. 4). Гораздо чаще наблюдаются зерна размером (0,3—0,5) ×

\* В настоящее время троктолитами в Норильском районе часто называют промежуточную по обогащенности оливином породу между пикритовыми и оливиновыми габбро-долеритами (синоним оливин-биотитовых габбро-долеритов.)

×(0,15—0,3) мм. Изредка в интерстициальных промежутках наблюдаются войлок мелких идиоморфных лейст плагиоклаза размером (0,08—0,35) × ×(0,15—0,16) мм либо скопления мелких (0,16 × 0,05 мм) изометричных зерен плагиоклаза и одиночных — оливина, слагающих отдельные лейкократовые участки с гипидиоморфно-зернистой до микрогранобластовой структурой. По-видимому, это результат грануляции более крупных зерен плагиоклаза, связанной локально с начинающимся процессом такситизации. Широко развиты полисинтетические двойники. Характер многократной зональности обыкновенно нормальный, хотя отмечены и отдельные исключения. В составе плагиоклаза (центр → край) может находиться от 90 до 60% Ан комп., несколько менее — при допущении его неупорядоченности. До 40% Ан комп. содержат краевые зоны, соприкасающиеся с минералами постмагматической ассоциации (биотит, роговая обманка, сульфиды и магнетит) и являющиеся уже реакционными новообразованиями (см. табл. 4). Это подтверждает и наличие системы вростков в центре, гаснущих одновременно с краевой частью зерна.

К интерстициальным участкам обычно приурочены мелкие чешуйки бурого биотита вместе с выделениями неправильной формы магнетита и сульфидов. Следует отметить повсеместное неравномерное, кучковидное распространение идиоморфных мелких (0,016—0,08 мм в диаметре) зерен хромита, иногда более 1% объема породы, причем наблюдается избирательность их распределения — чаще в зернах плагиоклаза, реже в пироксенах и еще реже в зернах оливина. К интерстициям часто приурочено расположение зерен бурой и зеленой (центр → край) роговых обманок, красновато-бурого биотита, пренита, хлорита, серпентина. Эти же минералы часто развиваются по зернам первичных минералов породы, вплоть до образования полных псевдоморфоз (серпентин — по оливину; биотит, роговая обманка, хлорит — по пироксенам; пренит — по плагиоклазу). Мелкие выделения магнетита всюду распространены по разрезу дифферен-

Таблица 5

Кристаллооптические константы и состав темноцветных минералов интритовых габбро-долеритов

Кристаллооптические характеристики	Оливин	Клинопироксен	Ортопироксен	Роговая обманка	Биотит
Угол 2V°	+84; (-)84; 85; 81, ред-ко +87 и -78	(+)48; 50; 54; 56; 59 центр → край 40,5	(-)56; 74—78 центр → край	-75 17—18	Мал. (-)
Угол cNg°	—	—	—	—	—
Ng(±0,002)	1,708—1,711	1,699—1,704	1,694—1,708	1,668	1,632
Np(±0,002)	1,678—1,682	Nm=1,684—1,688 Np=1,679—1,683	1,688—1,681	1,651	—
Плеохроизм	—	—	—	Ng—светло-бурая Np—буровато-желтая до бесцветной	Ng—бурый до красного го Np—желтый
Схема абсорбции	—	—	—	—	—
Состав (мол.%)	18—20, 22—25, 35—38, до 0—2 Фа	45Волл 42КлЭн 13Фс 40Волл 48КлЭн 12Фс	—	30—32 жел. комп.	40 жел. комп.

Таблица 6

## Кристаллооптические константы и состав оливина и пироксенов по разрезу дифференциата

Порода	Глубина, м	Оливин				Клинопироксен					Ортопироксен			
		$\angle 2V^\circ$	$N_g$	$N_p$	мол. % Фл	$\angle 2V^\circ$	$\angle cNg$	$N_g$	$N_m$	мол. % Болл; КлЭн; Фс	$\angle 2V^\circ$	$N_g$	$N_p$	мол. % Фс
Пикрагвый габбро-долерит	236,5	-83 -80 +85	1,711	1,681	30 35 0 24 16) 20	(+)48; 5	41	1,699	1,684	40; 48; 12	-65 -73	1,694	1,681	25 19 22
	250	(-)84; 85 -89 +87,			24-25 13 5	+52					-66			25
	263,1	(-)81; 85 (+)84; 87 88			35, 24 0-5	(+)48; 4) 54; 59	40	-	-	-	(-)76; 78			19 17
	278	-84 +87 -78	1,708	1,678	25 , 40 22 18) 20	(+)50; 53, (+)56; 57	40,5	1,704	1,688	45; 42; 13	-66 -74 -77	1,708	1,688	25 19 18 26-31

циата. Выделения сульфидов имеют гораздо меньшее развитие, тяготеют к нижней части дифференциата и четко подчинены появлению среди пикритовых «прослоев» такситовых габбро-долеритов.

Следует отметить как особенность пикритового дифференциата интрузии, что за 2 м до смены его оливиновым габбро-долеритом (троктолитовой разностью) в нем (шл. 236,5/39) наряду с изометричными зернами оливина (средний размер 0,5—0,8 мм в диаметре) в равном развитии уже представлены ойкокрисы оливина (диаметром до 1,5 мм). Отмечены и мелкие зерна (0,08—0,015 мм в диаметре), и группы зерен, включенные в ойкокрисы пироксенов. В переходной троктолитовой разности оливинового габбро-долерита с пойкилоофитовой структурой, в свою очередь, помимо ойкокрисов оливина значительно развиты изометричные зерна оливина, обычно включенные в качестве хадакрисов в ойкокрисы пироксенов (шл. 234,5/39). Результаты химического анализа пикритовых габбро-долеритов представлены в табл. 28 и 33.

### *Оливиновые габбро-долериты*

Среди оливиновых габбро-долеритов — дифференциата интрузии, как уже говорилось, можно выделить разновидность, переходную к пикритовым габбро-долеритам — оливин-биотитовые (троктолитовые) и собственно оливиновые габбро-долериты. Отмечаются оливин-биотитовые разности большим количеством оливина (в среднем 15—18 об. %) по сравнению с собственно оливиновыми габбро-долеритами (в среднем около 10 об. %), частым присутствием чешуек бурого биотита, а также спорадическим присутствием мелкой сульфидной вкрапленности. Ниже приведем общую характеристику пород дифференциата.

Макроскопически это серые до темно-серых среднезернистые породы пойкилоофитовой структуры.

О л и в и н составляет 10—20, гораздо чаще 10—15% общей массы породы. Если в переходных к пикритовым оливин-биотитовых габбро-долеритах еще присутствует достаточно много идиоморфных зерен оливина наряду с пойкилокрисами (в среднем 1—1,5 мм в диаметре), то в собственно оливиновых габбро-долеритах оливин представлен исключительно пойкилокрисами (средний размер 1—5 мм в диаметре) с исключением таблитчатых кристаллов плагиоклаза (табл. 7). Часто подобные пойкилокрисы оливина сами в качестве хадакрисов бывают включены в ойкокрисы клинопироксена. Изредка встречаются и обратные взаимоотношения. Можно думать, что оливин первоначально начинает кристаллизоваться несколько раньше других минералов в оливин-биотитовой разности пород, а затем одновременно с плагиоклазом как в собственно оливиновых, так и в оливин-биотитовых габбро-долеритах и заканчивает кристаллизацию уже совместно с клинопироксеном (собственно оливиновые габбро-долериты). В отдельных участках оливин замещается зеленым идингсит-боулинитовым, реже серпентиноподобным минералом. В свежем оливине по трещинам, а также по периферии зерен иногда располагаются выделения магнетита. Вдоль трещин в оливине наблюдаются цепочки мелких и мельчайших (0,005 мм в диаметре) газовых и газовой-жидких включений. Кристаллооптические характеристики оливина приводятся в табл. 8. Зерна пироксенов представлены ойкокрисами с таблитчатыми хадакрисами плагиоклаза. Ортопироксен спорадически наблюдается в виде единичных зерен как самостоятельных, так и слагающих иногда узкие каймы вокруг зерен оливина.

К л и н о п и р о к с е н широко распространен и примерно одинаково развит по сравнению с плагиоклазом, составляя до 40—30% общего объема породы. Ойкокрисы клинопироксена повсеместно включают хадакрисы таблитчатых кристаллов плагиоклаза, изредка — оливин. Средние размеры ойкокрисов 1—2,5 мм, хотя отмечены размеры и до 5 мм в



## Результаты измерения состава плагиоклаза в оливиновых габбро-долеритах

Координаты двойниковой оси (B) или нормали к шву (D)			Символ	Состав, % Ан комп.		Примечание
<i>N<sub>g</sub></i>	<i>N<sub>m</sub></i>	<i>N<sub>p</sub></i>		упорядоченный	неупорядоченный	
47,5	63,5	54	$B_{\perp}(010)$	98	100	<b>Троктолптовые габбро-долериты</b> Зональная таблица среднего размера. Центр→широкий край. Шл. 234,5/39
39	62	65	$B_{\perp}(010)$	76	65	
59	33	79	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	100	100	Вытянутая лейста — хадакрис в клинопироксене.
76,5	31	62,5	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	67	59	Центр → край. Шл.234,5/39
57,5	36	75	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	95	100	Таблитчатый зональный кристалл. Центр→широкий край. Шл.227,3/39
68	32	68,5	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	83	68	
47	58	60	$B_{\perp}(010)$	89	80	То же
39	62	65,5	$B_{\perp}(010)$	75	64	
55	88	35	$B[001]$	87	83	Ойкокрис плагиоклаза с хадакрис-тами плагиоклаза. Шл. 227,3/39
43,5	62,5	59,5	$B_{\perp}(010)$	86	78	<b>Оливиновые габбро-долериты.</b> Таблитчатый кристалл (1×0,3 мм). Хадакрис в оливине. Шл. 212/39
41	64	61	$B_{\perp}(010)$	81	70	Крупный зональный кристалл (2,5×0,5 мм). Центр→широкий край→узкий край. Шл. 212/39
39	64	62	$B_{\perp}(010)$	78	68	
35	65,5	66,5	$B_{\perp}(010)$	70	62	
45	63,5	57	$B_{\perp}(010)$	92	90	Короткая зональная таблица (0,8×0,3 мм). Центр→широкий край. Шл. 212/39
39	66,5	61	$B_{\perp}(010)$	79	69	
70	25	75	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	90	80	Крупное гипидиоморфное зерно. Шл. 200/39
43,5	57,5	65	$B_{\perp}(010)$	78	66	Зональное таблитчатое зерно. Центр → широкий край → узкий край. Шл. 200/39
41	64	61	$B_{\perp}(010)$	81	70	
37,5	66	63,5	$B_{\perp}(010)$	76	65	
85	39	51,5	$B[100]$	89	70	Хадакрис в оливине (0,8—1,0 мм в длину). Шл. 186/39
41,5	57,5	67,5	$B_{\perp}(010)$	75	62	Зональный хадакрис (0,22 мм в diam.). Центр → широкий край. Шл. 186/39
35	63	70	$B_{\perp}(010)$	65	58	
58	78	35	$B[001]$	73	63	Крупный зональный таблитчатый кристалл. Центр. Зональные таблицы (центр → край) в иммерсии (±0,002) $N_g=1,567-1,565$ $N_p=1,560-1,558$

диаметре. Ойкокрисы обыкновенно погасают в скрещенных николях одновременно, реже наблюдаются неправильное зональное строение ( $\angle 2V$  центр → край: (42—47°) → (59—60°)) и волнистое погасание. Иногда намечается блоковость, а в отдельных участках пород и мозаичное погасание с распадом крупных ойкокрисов на микроучастки пироксенитового состава с гранобластовой структурой. Кристаллооптические характеристики приводятся в табл. 8. Кое-где вокруг зерен клинопироксена развиваются каймы бурой и зеленой роговых обманок, сине-зеленого амфибола и чешуйки бурого биотита. Эти же минералы иногда проникают и внутрь зерен

Таблица 8

## Кристаллооптические константы и состав оливина и широксенов по разрезу дифференциата

Порода	Глубина, м	Оливин				Клинопироксен					Ортопироксен			
		$\angle 2V^o$	$N_g$	$N_p$	мол. % Фа	$\angle 2V^o$	$\angle cNg$	$N_g$	$N_p$	мол. % Волл; КлЭн; Фс	$\angle 2V^o$	$N_g$	$N_p$	мол. % Фс
Троктолиловый габбро-долерит	234,5	+80 -82	1,718	1,691	0 30 29 23	+53	40	1,702	1,682	44; 43; 13	-65	1,700	1,686	26 25
	227,3	+88 -82; 78	—	—	10 30; 42	+45	44	—	—	—	—	—	—	—
Оливиновый габбро-долерит	212,0	90	1,704	1,676	12 22 17	(+)-42; 59 центр → край +45 до +68 в краевой части	—	1,718	1,691	38; 39; 23	—	1,710	1,690	33 28 } 30
	200	—	—	—	—	(+)-47; 56	41,5— -42,5	—	—	—	—	—	—	—
	186	-78 -80	1,752— -1,705	1,710— -1,680	40—35 до 20	+46; 57 +67 центр → → край	—	1,697	1,683	39; 42; 12	-75	1,690	1,679	19—20

пироксенов, отчетливо замещая последние. В отдельных участках породы пироксен сохраняется лишь в реликтах среди новообразований упомянутых вторичных минералов. Довольно часто краевые части зерен первичного клинопироксена замещаются зеленой метасоматической разновидностью клинопироксена ( $\angle 2V = (+) 68-86^\circ$ ), включающей мелкую вкрапленность магнетита.

П л а г и о к л а з представлен многочисленными таблитчатыми зернами (с отчетливой зональностью и полисинтетическими двойниками, слагающими до 50% общего объема породы. Средние размеры кристаллов —  $(1-1,5) \times (0,2-0,5)$  мм, хотя достаточно часто наблюдаются и более крупные, и более мелкие зерна. Данные о составе плагиоклаза приводятся в табл. 7. Центральные части зональных кристаллов имеют обычно 100—80% Ан комп., причем в троктолитовых габбро-долеритах они наиболее основные. Можно, помимо этого, выделить еще не менее двух генераций плагиоклаза (80—70 и 70—65% Ан комп.), судя по взаимоотношениям зон в зональных кристаллах. Плагиоклаз нередко бывает частично или полностью прениitized, причем в измененных участках наблюдается довольно четкая ассоциация: пренит, зеленовато-бурый биотит, зеленая роговая обманка ( $\angle 2V = -77^\circ$ ). Кое-где в интерстициях крупных зерен появляются лейсты более мелкой размерности, придающие текстуре породы облик атакситовости. Довольно часто обильная мелкая вкрапленность магнетита неправильной формы, реже сульфидов (обычно в оливин-биотитовых габбро-долеритах). Видно, что рудная вкрапленность бывает избирательно приурочена к участкам развития роговой обманки и часто располагается прямо в ней. В интерстициях отмечается пумпеллит, в оливин-биотитовых габбро-долеритах — мелкие чешуйки бурого биотита. В интерстициях местами есть гнезда лучистого пренита, наблюдаются также мелкие выделения сфена. В псевдоморфозах по оливину зеленого иддингсит-боулингитового минерала наблюдались мелкие зерна граната, а по периферии псевдоморфоз — каймы позднего пылевидного магнетита и мелкочешуйчатого талька.

Представление о химическом составе пород дифференциата дают табл. 28 и 33, где приводятся и различные петрохимические коэффициенты.

#### *Оливинсодержащие и безоливиновые габбро-долериты и габбро-диориты*

Для этих пород характерны постепенные переходы, а также заметно более лейкократовый облик по сравнению с оливиновыми и, особенно, пикритовыми габбро-долеритами. Оливинсодержащие и безоливиновые габбро-долериты макроскопически практически неотличимы. Габбро-диориты представляют собой более интенсивно метасоматически измененные безоливиновые габбро-долериты, благодаря чему все три разновидности пород объединяются нами при описании в один дифференциат. Макроскопически оливинсодержащие и безоливиновые габбро-долериты представляют собой среднезернистые серые и светло-серые породы до розовых (габбро-диориты). Для последних характерно более широкое развитие роговой обманки за счет замещения клинопироксена и розового альбита за счет замещения первичного плагиоклаза.

Под микроскопом видно, что все перечисленные разновидности пород уже в той или иной мере метасоматически изменены. Структура пород от пойкилофитовой до призматически-офитовой. Ойокристы о л и в и н а (до 2—3 мм в диаметре) обычно целиком замещены зеленым слюдыстым иддингсит-боулингитовым минералом, среди которого иногда наблюдаются мелкие зерна граната. Хадакристы плагиоклаза здесь целиком прениitized. Наблюдаются отдельные участки относительно свежего зонального плагиоклаза, однако большая часть плагиоклаза прениitized в центральной части зональных зерен и альбитизирована — в краевой

## Результаты измерения состава плагиоклаза в верхней части расслоенной серии интрузии

Координаты двойниковой оси (B) или нормали к шву (D)			Символ	Состав, % Ан комп.		Примечание
<i>N<sub>g</sub></i>	<i>N<sub>m</sub></i>	<i>N<sub>p</sub></i>		упорядоченный	неупорядоченный	

## Оливинсодержащий габбро-долерит

10	80	88	$B \perp (010)$	12	—	Мелкая альбитизированная таблица. Шл. 166,5/39
89	20	70	$B \perp (001)$	10	—	Вытянутая лейста альбитизированного плагиоклаза. Шл. 166,5/39
30	63	79	$D \perp (010)$	53	48	Реликт свежего плагиоклаза среди пренитизированной таблицы плагиоклаза

## Безоливиновый габбро-долерит

57,5	34,5	79,5	$\frac{B \perp [100]}{(010)}$	48	43	Удлиненная пренитизированная альбитизированная таблица (1,3×0,5 мм). Шл. 143,6/39
15	76,5	84	$B \perp (010)$	35	—	Мелкая квадратная лейста (0,2 мм в diam.). Шл. 143,6/39
72,5	18	88,5	$\perp \text{СП}_2 = (001)$	35	—	
76	15	82	$B [001]$	7	—	Еще зерно (0,3 мм в диаметре) совместно с зеленой роговой обманкой. Шл. 143,6/39

## Габбро-диорит

85	14,5	76	$B \perp (001)$	12	—	Мелкая таблица альбитизированного плагиоклаза. Шл. 113,3/39
18,5	72,5	85	$B \perp (010)$	0	—	Гипидноморфное зерно совместно с зеленой роговой обманкой. Центр таблицы в оливинсодержащем габбро-долерите $N_g = 1,567 (\pm 0,002)$ $N_p = 1,559$
					60	Край таблицы в безоливиновом габбро-долерите $N_g = 1,530; N_p = 1,523$

(табл. 9), причем альбит может замещать пренит. Реликты относительно свежего плагиоклаза также, как правило, деанортизированы. В габбро-диоритах большая часть зерен альбитизирована, и в контакте с ними у зерен клинопироксена обычно появляется четкая зеленая окраска, т. е. первичный клинопироксен замещается метасоматической разновидностью клинопироксена с присутствием в нем мелкой густой вкрапленности магнетита.

Ойкокрис ты к л и н о п и р о к с е н а (1—3 мм в диаметре) часто имеют волнистое погасание, а также распадаются на блоки (доли миллиметра в диаметре) и целые микроучастки с гранобластовой структурой. Иногда зерна клинопироксена имеют четкое зональное строение, причем краевая часть обыкновенно представлена уже зеленой метасоматической разновидностью, отличающейся своими показателями преломления и особенно  $\angle 2V$  (табл. 10). Ойкокрис ты клинопироксена часто замещаются амфиболом, причем зерна амфибола бывают также зональными (бурая, зеленая и сине-зеленая роговые обманки) и к ним также бывают приурочены мелкие выделения магнетита. При интенсивном разблокировании ойкокри-



стов клинопироксена структура породы становится уже призматически-офитовой. Совместно с зеленой роговой обманкой и альбитом часто присутствуют скопления чешуек зеленовато-бурого биотита. Наблюдаются микроучастки сдвойникового альбита с перистыми вростками кварца (особенно часто в габбро-диорите). Двойники есть не только в клинопироксене, но и в обрастающем его амфиболе. В интерстиционных участках заметны скопления зерен альбита с гранобластовой структурой, а среди них также зерна граната (0,01—0,03 мм в диаметре), сфена, магнетита, апатита, зеленой роговой обманки, буровато-зеленого биотита.

Среди рудных минералов резко преобладает вкрапленность магнетита. Наблюдается и мелкая редкая вкрапленность сульфидов (халькопирит, пирротин, пирит), причем сульфиды явно замещают магнетит, располагаясь на продолжении тех же вкрапленников, иногда проникая и внутрь зерен магнетита. Судя по реликтовым ильменитовым решеткам, крупные зерна были титаномагнетитом. Об этом же говорит частая ассоциация их с зернами сфена. Создается впечатление, что кое-где сфен развивается и по клинопироксену. Скопления зерен рудных минералов приурочены к темноцветным минералам пород (бесцветный и зеленый клинопироксен, зеленая роговая обманка). Ассоциирует с рудными минералами также землистый агрегат изотропных зерен (0,01 мм в диаметре), располагающихся среди альбита, часто образующего метакристы неправильной формы с моноклинным погасанием. Судя по гнездам зерен (~0,01 мм в диаметре) граната, встречающимся среди изотропной землистой массы, последние скорее всего представляет собой гидрогранат. Изредка рудные минералы сопровождаются выделениями ангидрита.

Таким образом четко намечаются следующие парагенезисы минералов, наложенных на исходные габбро-долериты: альбит, зеленый клинопироксен, бурая и зеленая роговые обманки, гранат, буровато-зеленый биотит, частично пренит, эпидот, магнетит (титаномагнетит), сульфиды. Сюда же следует отнести менее распространенные — сфен, апатит, ангидрит. Иддингсит-боулингит, хлорит-серпентиновые новообразования, синезеленая роговая обманка, развивающиеся по темноцветным минералам пород, как и, частично, пренит, поздний альбит, а также цеолиты, пумпеллит, поздний магнетит, пирит образуются несколько позже, судя по взаимоотношениям минералов указанных двух разнотемпературных ассоциаций.

Результаты химических анализов верхних дифференциатов интрузии приводятся в табл. 28 и 33.

### **Верхние контактовые габбро-долериты и долериты**

В отличие от нижних контактовых пород, имеющих незначительную мощность, верхние породы контактовой фации имеют суммарную мощность до 10 м и включают интервал интенсивно метасоматизированных (скарнированных) как интрузивных, так и линзы (ксенолиты) контакто-измененных вмещающих пород\*, где уже «просвечивают» псевдоморфозы мелкозернистого пироксена по кордиериту, возникшему при раннем контактовом метаморфизме. Судя по разной структуре реликтов интрузивных пород (от габбро-долеритов до тахилитов) контактовой фации, верхний контакт имеет неровные ветвящиеся ограничения, вероятно, в виде многоэтажных силлоподобных апофиз, проникающих выше во вмещающие породы.

Наиболее удаленной от контакта породой контактовой фации является оливиновый габбро-долерит (шл. 66,9/39). Структура

\*Метасоматически измененные интрузивные и вмещающие породы описаны несколько далее в отдельном разделе.

породы пойкилоофитовая. Пойкилокрисы представлены относительно свежим клинопироксеном (см. табл. 10), иногда с волнистым погасанием, чаще с блочным строением. Кое-где заметно его побурение. В ойкокрисах довольно часто наблюдаются в качестве хадакрисов таблицы альбитизированного и пренитизированного плагиоклаза и псевдоморфозы светло-зеленого хлорит-серпентинового минерала по мелким идиоморфным зернам оливина. Подобные псевдоморфозы наблюдаются и как самостоятельные зерна, не включенные в клинопироксен. Плагиоклаз составляет не менее 50% общего объема породы, интенсивно пренитизирован (обычно центр зональных зерен) и альбитизирован (краевые части зональных кристаллов и самостоятельные зерна).

Ближе к контакту габбро-долерит постепенно приобретает облик долерита, претерпевшего метасоматические изменения. Первоначальная структура породы близка к пойкилоофитовой (шл. 66,2/39) и далее постепенно сменяется офитовой, с отдельными пойкилокрисами размером 0,5—1 мм в диаметре с блочным строением и кучками зерен (0,1—0,3 мм в диаметре) свежего клинопироксена (иногда озелененного) — в интерстициях (шл. 61,4/39). Наблюдаются участки зеленого клинопироксена с пятнистой зональностью. Плагиоклаз образует войлок вытянутых лейст со средними размерами 0,5×0,1 мм. Чаще он альбитизирован, реже пренитизирован, хотя кое-где уже наблюдались участки пироксен-пренитового метасоматита с гранобластовой структурой. Отмечено много зерен сфена, апатит, часто — вкрапленность магнетита и реже — сульфидов (халькопирит). Попадались также отдельные чешуйки оранжевого биотита, участки эпидота, обрастающего зерна клинопироксена, а также гнезда зерен цеолитов (удл. +) с клиновидными двойниками. Отдельные микроучастки породы представлены пироксенитом с гранобластовой структурой (со средним размером зерен 0,3—0,7 мм в диаметре), причем зерна иногда имеют неправильную (пятнистую) зональность (вероятно, результат грануляции крупных пойкилокрисов).

У самого контакта интрузивная порода имеет облик метасоматически измененного тахилита, по-видимому, представляя закаленную фацию интрузии (шл. 57,7/39). Наблюдается довольно большое количество мелких лейст пренитизированного и хлоритизированного плагиоклаза с мелкими зернами клинопироксена (см. табл. 10) и гнездами и прожилками бесцветного хлорита (удл. —). Порода фактически представляет собой пироксен-хлоритовый метасоматит с реликтовой «структурой просвечивания» базальта. Часто, кроме того, встречаются пренит, гранат, серпентиноподобный минерал и вкрапленность магнетита.

Результаты химических анализов верхних контактовых габбро-долеритов приводятся в табл. 33.

### **Пегматоидные породы интрузии и псевдотахилиты**

#### *Нижние такситовые габбро-долериты и габбро*

Г а б б р о — светлая до белой (лейкократовая габбро) порода, заметно метасоматически изменена. Структура габбровая до пойкилоофитовой. Текстура равномернoзернистая. Крупные гипидиоморфные зерна плагиоклаза (до 2,5 мм в диаметре), слагающего большую часть породы (до 70—80%), частично пренитизированы, в отдельных участках наблюдается альбитизация плагиоклаза. Плагиоклаз — основного состава (№ 93—82), полисинтетически сдвойникованный, изредка с зональным строением (табл. 11). Оливин не сохранился и наблюдаются лишь псевдоморфозы по нему зеленого серпентин-хлоритового минерала до 1,5 мм в диаметре. Зерна клинопироксена в значительной степени замещены зеле-

## Результаты измерения состава плагноклаза в нижних пегматоидах

Координаты двойниковой оси (B) или нормали к шву (D)			Символ	Состав, % Ан комп.		Примечание
Ng	Nm	Np		упорядоченный	неупорядоченный	
1	2	3	4	5	6	7

## Габбро

47,5	61	57	$B_{\perp}(010)$	92	94	Широкая глиндиоморфная таблица (2×0,7 мм). Шл. 298/39
42	63	61	$B_{\perp}(010)$	82	70	То же
52	88,5	38	$B[001]$	93	84	Крупная таблица (2,5×2 мм). Шл. 298/39

## Такентовый габбро-долерит

46,5	57,5	61	$B_{\perp}(010)$	88	78	Мелкая лейста-хадакрст в ойкокресте ольвина. Шл. 293/39
47,5	58	59	$B_{\perp}(010)$	90	88	Вытянутая зональная лейста (1×0,13 мм)
34,5	66,5	66	$B_{\perp}(010)$	70	62	из мелкозернистой части. Центр→край
41	67	58	$B_{\perp}(001)$	83	80	Длинная зональная таблица (1,5×0,3 мм). Центр→край. Шл. 293/39
35	64	68,5	$B_{\perp}(010)$	68	59	Лейста (0,8×0,12 мм) в мелком ойкокресте ольвина $\angle 2V = -87^{\circ}$ . Шл. 293/39
37	65	64,5	$B_{\perp}(010)$	73	65	
37	61	69	$B_{\perp}(010)$	69	59	Хадакрст плагноклаза (1,3×0,5 мм) в клинопироксене. Шл. 289,2/39
35	58,5	77	$B_{\perp}(010)$	58	51	Вытянутая таблица
60	76	34	$B[001]$	69—70	60	Хадакрст плагноклаза в ойкокресте роговой обманки
64,5	34,5	68,5	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	89	68	Зональный хадакрст Пл (1,5×0,5 мм) в ойкокресте амфиболлизированного КЛП. Центр→край. Шл. 289,2/39
67	32	69	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	86	68	
68	26	75,5	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	96	82	Крупная глиндиоморфная таблица Пл. Шл. 289,2/39
56	87	34	$B[001]$	85	72	Таблитчатый зональный кристалл
59	77,5	34	$B[001]$	71	62	(1×0,4 мм). Центр→край. Шл. 287/39
51	49	65	$B_{\perp}(001)$	59	54	Длинная глиндиоморфная таблица (2,5×0,5 мм). Шл. 287/39
43	62	61	$B_{\perp}(010)$	84	72	Зональная глиндиоморфная таблица.
36	60	72	$B_{\perp}(010)$	62	57	Центр→край. Шл. 287/39
48	57	60	$B_{\perp}(010)$	90	80	Мелкая лейста среди мелкозернистой гранобластовой массы (0,3×0,1 мм)
65	31	73	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	92	80	Таблитчатое зерно с двумя системами двойников (1,2×0,8 мм). Шл. 287/39
50	58	56	$B[010]$	90	90	
72	22	78	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	90	82	Ойкокрст из гранобластовой массы (0,4×0,1 мм) с мелкими хадакрстами ольвина. Шл. 287/39
73	19	82	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	100	90	Мелкая лейста из гранобластовой массы (0,2×0,06 мм). Шл. 287/39
41	65	60	$B_{\perp}(010)$	82	72	Зональный ксеноморфный ойкокрст (0,8 мм в диаметре) с мелкими хадакрстами ольвина ( $\angle 2V = -87^{\circ}$ ). Центр→край. Шл. 2855,5/39
36	62	70	$B_{\perp}(010)$	66	58	
75,5	20	75,5	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	82	76	Идиоморфная зональная таблица (0,8×0,3 мм). Центр→широкий край
75,5	25	70,5	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	80	68	



1	2	3	4	5	6	7
49,5	65	51	$B [010]$	100	—	Мелкий таблитчатый хадакрит (0,4—0,12 мм) в ойкокрите КЛП
73,5	36	59,5	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	63	58	Вытянутая лейста (0,5×0,1 мм) из мелкозернистых плагиоклазовых участков
59,5	83,5	31	$B [001]$	78	67	Мелкая (0,2×0,07 мм) зональная идиоморфная табличка. Центр → край. Шл. 285,5/39
69,5	77	23,5	$B [001]$	68	61	
75	21,5	75	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	82	75	Зональное зерно из гранобластовой массы (0,25 мм в диаметре). Центр → край. Шл. 285,5/39
76	25	70	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	78	67	
				16—0	Измерение зональных кристаллов в иммерсии ( $\pm 0,002$ ) в альбитизированных пегматодах (край): $N_g=1,544-1,530$ ; $N_p=1,537-1,525$	

ным волокнистым амфиболом. В отдельных участках отмечена озелененная разновидность клинопироксена. В породе наблюдается обильная вкрапленность титаномagnetита и magnetита неправильной формы. Здесь же имеются крупные вкрапленники сульфидов (чаще халькопирит, а также пирит). Вблизи крупных (до 0,5 мм в диаметре) выделений рудных минералов наблюдаются выделения игольчатого и волокнистого светло-зеленого амфибола, пренита, сфена, ангидрита, апатита, эпидота и карбоната а также отдельные участки зеленой роговой обманки, гнезда хлорита и отдельные чешуйки хлоритизированного с краев бурого биотита.

Такситовые габбро-долериты макроскопически представляют собой пятнистую светло-серую породу, имеют атакситовую текстуру и участки с различной структурой (от пойкилоофитовой и габбровой до офитовой и долеритовой). Неравномерно распределены в породе плагиоклаз и оливин, а также меняется крупность их зерен, что создает характерный пятнистый внешний вид этих пород, имеющих в целом лейкократовый облик.

Под микроскопом видно, что преобладают участки с офитовой, реже — с пойкилоофитовой структурой. К интерстиционным промежуткам часто тяготеют микроучастки с микрогранобластовой структурой. Наблюдаются также участки, сложенные плагиоклазом, имеющие гипидиоморфнозернистую структуру (рис. 10). Главные минералы породы — плагиоклаз, оливин, орто- и клинопироксен, роговая обманка и рудные.

Оливин представлен мелкими (0,02—0,15 мм в диаметре) изометричными зернами и их скоплениями, блоками распавшихся ойкокритов, реже мелкими ойкокритами лапчатой формы (0,3—0,5 мм в диаметре) и идиоморфными зернами (0,5 до 1,5 мм в диаметре). Распределение их в породе неравномерное — от одиночных зерен до существенно оливиновых скоплений — в плагиоклаз-оливиновых «гранулитовых» участках. Судя по оптическим данным (табл. 12), имеется не менее трех генераций оливина, что наблюдается и в зональных зернах. Состав и размер зерен прямо не коррелируются, хотя отмечено, что самые мелкие по размеру зерна чаще имеют наиболее железистый состав. Интервал составов достаточно широк — от наиболее магnezиальных (0—20% Фа комп.) до наиболее железистых (45—58% Фа комп., чаще 20—35% Фа комп.). Ойкокриты оливина содержат мелкие хадакриты основного (№ 88—70) плагиоклаза, и наоборот, таблицы плагиоклаза, имеющие в своем составе 90—96% Ан комп. (см. табл. 11), довольно часто содержат в качестве хадакритов мелкие зерна магnezиального оливина ( $\angle 2V = -87^\circ$ ). В отдельных участках оливин замещен светло-зеленым хлорит-серпентиновым вторичным минералом.

Таблица 12

## Кристаллооптические константы и состав темноцветных минералов из нижних пегматитов

Порода	Глубина, м	Оливин				Ортопроксен				Клинопроксен				Роговая обманка			
		$\angle 2V^\circ$	<i>Ng</i>	<i>Np</i>	мол. % Фа	$\angle 2V^\circ$	<i>Ng</i>	<i>Np</i>	мол. % Фс	$\angle 2V^\circ$	<i>Ng</i>	<i>Np</i>	мол. % Волл; КлЭн; Фс	$\angle 2V^\circ$	$\angle cNg$	<i>Ng</i>	мол. % жел. комп.
Габбро  Такелтовые габбро-докемиты	298	—	—	—	—	—	—	—	—	+45	1,696	1,676	37; 52; 11	—77	—	—	30
	293	—87 —82 —81 (-) 77—75	1,716	1,687	20 34 35 45—48 22—26	—	—	—	—	(+)48—50	1,701	1,680	40; 48; 12	—	—	—	—
	289,2	—	—	—	—	—	—	—	—	+47 +57 +62	—	—	—	Бурая +88 Зел. —84	23	—	—
	287	(+)89; 87 —86 (-)81; 80; 77; 75; 71	—	—	10,5 21 35; 36 45—48 58	—56 —60	—	—	32 28	—	—	—	—	Бурая +78 +89	27 25	—	—
	285,5	(+)85—89 (-)85—83 (-)77—78 (+)87→(-)84 Центр→край (-)85→(-)78	1,716	1,693	0—5 24—30 45—43 2→25 24→43 22 31	—64	1,696	—	24 23	+51 +55	1,707	1,687	44; 40; 16	—	—	—	—



Рис. 10. Структурные особенности такситового габбро-долерита (нижнего) Мантуровской интрузии. Хорошо видны зерна оливина различной формы и размерности (в том числе гранулированные), а также скопления кристаллов плагиоклаза (белое); черное — сульфиды. Без инк. Ув. 16. Шл. 39/287.

Вдоль трещин в оливине наблюдаются цепочки газовой-жидких включений и магнетита. С оливином иногда ассоциируют мелкие ойкокрисы ортопироксена, а чаще зерна оливина в качестве хадакрисов бывают включенными в ойкокрисы клинопироксена. Последние достигают 3 мм в диаметре, содержат многочисленные таблитчатые и лейстовидные хадакрисы основного плагиоклаза (№ 100—70).

В зональных ойкокрисах клинопироксена наблюдается повышение значения  $\angle 2V$  к краевым частям. Поскольку подобные же значения  $\angle 2V$  отмечаются не только в краевых частях зональных зерен, но и в части незональных ойкокрисов (см. табл. 12), можно говорить о сравнительно продолжительном интервале кристаллизации клинопироксена ( $\angle 2V$  от 47 до 57°). В отдельных участках породы развит озелененный метасоматический клинопироксен ( $\angle 2V = +62^\circ$ ), ассоциирующий с крупными выделениями рудных минералов.

Плагиоклаз составляет от 50 до 80% и более от общего объема породы. Зерна имеют обыкновенно вытянутую форму с размерами (1—1,5) × (0,3—0,5) мм в участках с гипидиоморфнозернистой и офитовой структурами породы и изометричную до ойкокрисов с размерами (0,3—0,15) × (0,15—0,08) мм — в мелкозернистых участках вплоть до плагиоклазита с подобием гранобластовой структуры, являющейся результатом грануляции более крупных зерен. Наблюдаются повсеместно четкое зональное строение (см. табл. 11) и полисинтетические двойники (преобладает альбитовый закон двойникования). Интересно отметить отсутствие заметной корреляции состава и размеров зерен плагиоклаза (см. табл. 11). Иногда в мелких зернах наблюдается до 90% An комп. В отдельных участках плагиоклаз интенсивно пренитизирован, а пироксены замещаются бурой (в центральных частях зональных зерен) и зеленой роговыми обманками, а чаще бледно- или сине-зеленым волокнистым амфиболом, который также обычно приурочен к интерстициям. В породе часто встречаются выделения

неправильной формы магнетита, а также мелкая (0,2—1 мм в диаметре) вкрапленность сульфидов (пирротин, халькопирит), совместно с которой отмечены чешуйки красно-бурого биотита ( $N_g=1,628$ ), бурая и зеленая роговые обманки и светло-зеленый волокнистый амфибол, четко развивающиеся, как и рудные минералы, по ойкократам пироксенов. В интерстициях — скопление мелкочешуйчатого бесцветного слюдистого минерала с реликтами чешуек бурого биотита. Кое-где наблюдается тесная ассоциация бурых биотита и роговой обманки. Иногда совершенно четко видно замещение рудными минералами ойкократов клинопироксена с сохранением как его реликтов, так и хадакратов плагиоклаза с образованием кое-где сидеронитовой структуры (см. рис. 10). Интересно также отметить появление иногда оторочки ойкократа ортопироксена вокруг зерен оливина, причем ромбический пироксен замещает клинопироксен.

Своеобразны такситовые габбро-долериты троктолитового типа, которые развиты в непосредственном контакте с пикритовыми габбро-долеритами, а также в случае локализации среди последних (шл. 274,5/39). Порода приближается к талнахитам (троктолитам), описанным для Талнахской интрузии (Золотухин и др., 1975). Текстура в них от равномерно до неравномернозернистой (атакситовой). Структура от гипидиоморфнозернистой до пойкилофитовой. Наряду с изометричными и идиоморфными зернами (со средними размерами 0,5—1,0 мм в диаметре) наблюдаются ярко выраженные ойкократы оливина (до 3 мм в диаметре) с хадакратами плагиоклаза. Наблюдаются ойкократы орто- и клинопироксена со средним размером 1,5—3 мм в диаметре. Кристаллы плагиоклаза имеют четкое зональное строение и средние размеры  $(1,5-0,5) \times (0,8-0,3)$  мм. Лейкократовые скопления (до нескольких миллиметров в диаметре) состоят из крупных гипидиоморфных таблиц плагиоклаза, причем величина кристаллов достигает  $2 \times 5$  мм. Кое-где плагиоклаз пренитизирован, иногда альбитизирован. По клинопироксену местами развивается зеленая метасоматическая разновидность клинопироксена, а также рудные минералы, зеленая роговая обманка и бурый биотит. Последний в краевых частях зеленеет и далее обесцвечивается. Мелкие идиоморфные зерна хромита наблюдаются в виде скоплений, а также эллипсоидных цепочек. Рудная вкрапленность представлена магнетитом и сульфидами (пирротин, халькопирит). Химсостав нижних пегматитов можно видеть в табл. 28 и 33.

### *Верхние такситовые габбро-долериты и габбро*

В разрезе интрузии между габбро-диоритами и верхними контактовыми габбро-долеритами наблюдается интервал в 25 м неоднократно перемежающихся габбро, такситовых габбро-долеритов, а также «ороговикованных» разновидностей габбро-долеритов. Все породы претерпели относительно интенсивное метасоматическое изменение.

Г а б б р о до атакситового габбро имеет структуру от габбровой до гипидиоморфнозернистой и участками пойкилофитовой. Плагиоклаз составляет значительно более 50% общего объема породы и обычно альбитизирован (табл. 13), в других участках — интенсивно пренитизирован. Среди альбитизированного плагиоклаза наблюдаются скопления мелких зерен граната, сфена, изометричные выделения ангидрита. Крупные ойкократы клинопироксена обыкновенно уже разблокированы на отдельные полигональные участки с самостоятельным погасанием. Часто зерна имеют зональное строение, причем краевые части, соприкасающиеся с альбитизированным плагиоклазом, интенсивно зеленеют. У зеленого клинопироксена более низкое двупреломление, заметно более высокие значения  $2V$  и показателей преломления (табл. 14), отчетливо метасоматически замещается первичный магматический клинопироксен. Последний в центральных частях зональных кристаллов имеет  $\angle 2V = (+)43-46^\circ$ , а в широких краевых частях  $(+)55-56^\circ$ . Наблюдается явный метасоматический парагенезис

## Результаты измерения состава плагиоклаза в верхних пегматоидах и связанных с ними породах

Координаты двойниковой оси (B) или нормали к шву (D)			Символ	Состав, % An комп.		Примечание
<i>N<sub>g</sub></i>	<i>N<sub>m</sub></i>	<i>N<sub>p</sub></i>		упорядоченный	неупорядоченный	
<b>Габбро</b>						
81	25	67	$B_{\perp}(001)$	5	—	Крупная (1,5×0,3 мм) вытянутая таблица альбитизированного плагиоклаза. Шл. 109,9/39
16	74	88	$B_{\perp}(010)$	4	—	
<b>Такситовый габбро-долерит</b>						
38	63,5	65	$B_{\perp}(010)$	75	64	Зональный хадакрит в ойкокрите клинопироксена. Шл. 105/39. Центр→→край
37	60	71	$B_{\perp}(010)$	64	58	
77	24	71	$B[001]$	12	—	Такситовое габбро, крупная таблица альбитизированного плагиоклаза
73	19	81	$B[001]$	4	—	Мелкая таблица. Шл. 95/39 Такситовый габбро-долерит. Таблица (0,7×0,3 мм) альбитизированного плагиоклаза. Шл. 91,25/39
67	25	81	$B[001]$	2	—	
72,5	18	88	$B_{\perp}(001)$	33	—	Ороговикованный габбро-долерит. Шл. 86,3/39. Мелкое зерно Пл совместно с зеленой шпинелью
77,5	47	45,5	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	51	47	Еще зерно (0,1 мм в диаметре)
81,5	46	45	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	50	—	Мелкая лейста (0,1×0,02 мм)
76,5	13,5	87	$\frac{B_{\perp}[100]}{(010)}$	35	—	Мелкое зональное зерно плагиоклаза среди зеленой шпинели. Центр→край
85	6,5	85	$\frac{B_{\perp}[109]}{(010)}$	26	—	Альбитизированные зерна $N_g=1,541-1,538$ $N_m=1,535-1,532$

зеленого клинопироксена, альбита и граната ( $N=1,718$ ). Отмечены чешуйки буровато-зеленого биотита, лучистых и волокнистых агрегатов бледно-зеленого до бесцветного амфибола, а также мелкие изометричные участки светло-зеленого серпентин-хлоритового минерала, по-видимому, представляющие псевдоморфозы по оливину. В отдельных участках встречается волнистое погасание, а также блоковое строение крупных ойкокритов клинопироксена вплоть до образования мономинеральных микроучастков с микрогранобластовой структурой. Среди участков с пренитизированным плагиоклазом иногда наблюдаются крупные метакристы ангидрита. Из рудных минералов преобладают зерна магнетита неправильной формы, но достаточно часто отмечаются и сульфиды.

Такситовые габбро-долериты отличаются присутствием атакситовой текстуры, которая обусловлена неравномерным распределением зерен плагиоклаза различной крупности. Кое-где плагиоклаз в значительной мере пренитизирован, в других участках преобладает его альбитизация. Часто наблюдаются крупные ойкокриты как свежего, так и амфиболизованного клинопироксена с многочисленными хадакритами пренитизированного плагиоклаза, причем в окружении пренита клинопироксен бесцветный. Среди скоплений светло-зеленого амфибола наблюдаются чешуйки бурого биотита ( $N_g=1,604$ ), а также бесцветный чешуйчатый слюдястый минерал совместно с густой мелкой (0,01—0,08 мм в диа-

## Кристаллооптические характеристики и состав темноцветных минералов из верхних пегматитов

Порода	Глубина, м	Клинопироксен				Роговая обманка			
		$\angle 2V^\circ$	$\angle cNg^\circ$	$N_m$	Мол. % Воилл; КлЭн; Фс	$\angle 2V^\circ$	$\angle cNg^\circ$	$Ng$	Мол. % Жел. Бонд
Метасоматически измененное габбро	109,9	(-)45; 46+61	44,5	1,683	38; 50; 12				
		Зональн. +43 +55 +64— св.-зел.		1,689					
Такситовый габбро-долерит	105	+54		1,682	45; 46; 9	-81 -85		1,663	22 15 5
Такситовое габбро	95		39,5— -40						
Такситовый габбро-долерит	91,25	+54 +56							
Ороговикованный габбро-долерит с зеленой шпинелью	86,3	+59 Зональн. (+) 56—57 (+) 63—64		1,690	47; 39; 14	-75	16—18		32 25—35

метре) вкрапленностью магнетита. Судя по псевдоморфозам зеленого серпентин-хлоритового минерала, в ойокристаллах клинопироксена были и хадакристы оливина. Совместно с неправильной вкрапленностью магнетита отмечено развитие зерен (0,08—0,15 мм в диаметре) зеленовато-бурого изотропного граната ( $N = 1,716$ ). Изредка наблюдаются участки зерен озелененной разновидности клинопироксена. В псевдоморфозах по клинопироксену центральная часть зерен роговой обманки может быть бурой, а краевые части — зеленые. Особенно резкий плеохроизм у таких кристаллов проявляется, когда они находятся в окружении выделений карбоната. Большие участки сплошной пренинизации с гнездами ангидрита наследуют лейкократовые участки породы, сложенные одним плагиоклазом. В интерстициях между кристаллами плагиоклаза часты выделения магнетита (титаномагнетита), иногда с оторочками зерен сфена, а также зерна сульфидов (халькопирит, пирит). Сопутствуют им чешуйки бурого биотита и зерна апатита.

Метасоматически измененные ороговикованные габбро-долериты, перемежающиеся с габбро и такситовыми габбро-долеритами, имеют в отдельных участках микрогранобластовую структуру с порфиробластами клинопироксена. В отдельных участках сохраняется структура габбро-долерита. Плагиоклаз часто замещается бурым, слабо анизотропным агрегатом (типа сосюрита), в краевых частях кристаллов наблюдается альбитизация. Зерна клинопироксена часто сдвойникованы. Во многих участках породы крупных пойкилокристов (1—1,5 мм в диаметре) уже не остается и они разваливаются на кучки мелких (0,08—0,15 мм в диаметре) изометричных зерен; что-то подобное происходило и с плагиоклазом. Порода приобретает при этом вид пироксен-плагиоклазового роговика, причем структура напоминает долеритовую, так как зерна плагиоклаза чаще имеют не изометричную, а вытянутую форму. Наибольший интерес представляют подобные породы, содержащие маломощные прожилки (от нескольких миллиметров до 2—3 см мощности) плагиоклаз-шпинелевых метасоматитов (шл. 84,7 и 86,3/39). Прожилки насыщены зернами зеленой шпинели

со средними размерами 0,16—0,6 до 1 мм в диаметре. Часто в зернах наблюдается зональное строение (центр — зеленый, край — оливково-зеленый до буроватого).  $N = 1,758 \rightarrow 1,732$ . Результаты химического анализа шпинели приводятся в табл. 22. Зерна плагиоклаза совместно со шпинелью имеют чаще изометричную форму, зональное строение с составом в центре 50—35, а в краевой части до 26% Ан комп. Среди скоплений зерен шпинели, как правило, отсутствуют зерна клинопироксена, но в краевой части прожилков со шпинелью они сохраняются и можно видеть, что в случае зонального строения краевая часть зерен представляла уже светло-зеленой метасоматической разностью. Среди зеленой шпинели в центральных частях кристаллов кое-где сохраняются реликты зерен клинопироксена; это определенно свидетельствует, что зеленая шпинель возникает здесь путем замещения главным образом клинопироксена. Иногда здесь же по клинопироксену развиваются светло-бурый биотит ( $N_g = 1,615—1,644$ ) и бесцветная роговая обманка (см. табл. 14), а по плагиоклазу — мелкочешуйчатый минерал. Интересно, что плагиоклаз часто также пренитизируется либо альбитизируется, причем среди пренита появляются зерна сфена, образующие иногда каемки вокруг выделений рудного минерала (титаномagnetита). Продукты разрушения зеленой шпинели представлены изотропной землистой массой иногда с периферической каймой рудного минерала (магнетита), причем эти псевдоморфозы сами с периферии как бы растворяются в окружающей массе. Результаты химических анализов верхних пегматоидов приведены в табл. 28 и 33.

### Псевдотахилиты

Распределены неравномерно. В малом проявлении наблюдались в скв. 39 и 41, где они локализируются вблизи верхнего контакта интрузии, имея мощность в первые метры. В скв. 40 чрезвычайно интенсивно развиваются псевдотахилиты в верхней половине интрузии, где отмечаются

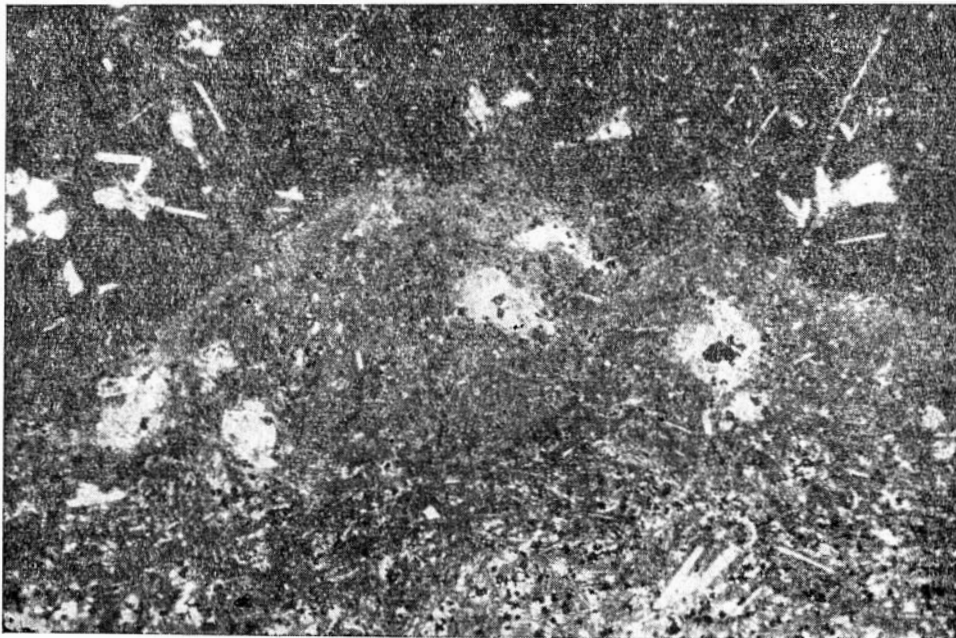


Рис. 11. Прожилок псевдотахилита из прикровельной части Мантуровской интрузии. Без ник. Ув. 16. Шл. 40/174.

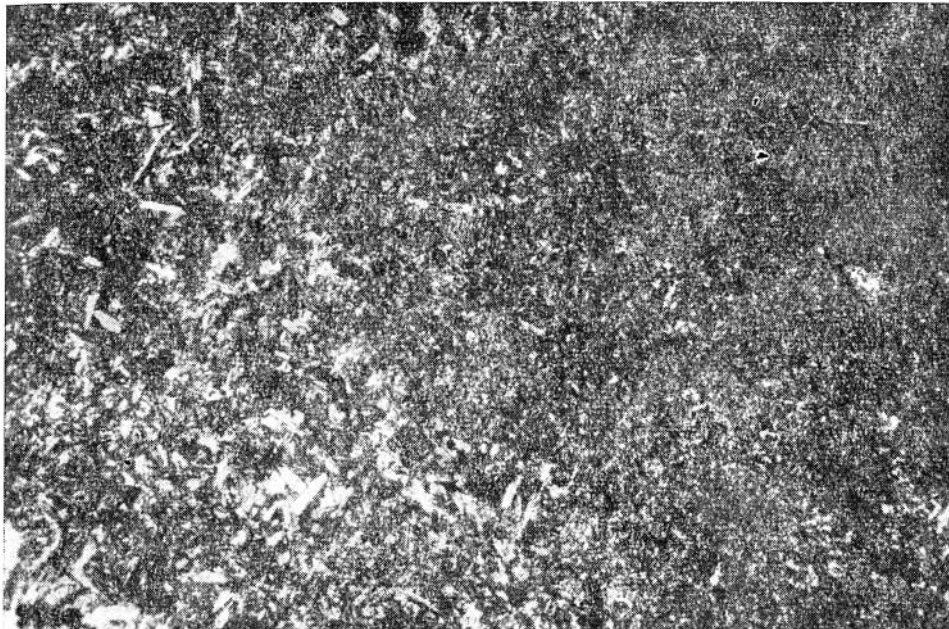


Рис. 12. Взаимоотношения псевдотакхилита и ороговикованного «вмещающего» габбро-долерита в Мантуровской интрузии. Ник. +. Ув. 16. Шл. 40/180,4.

«прослой» мощностью от 0,5 до 10 м среди метасоматически измененных верхних габбро-долеритов интрузии. Интересно попутно подчеркнуть, что в скв. 40 в отличие от скв. 39 и 41 относительно мало развиты такситовые габбро-долериты и габбро. Типичный псевдотакхилит (рис. 11) не имеет вкрапленников или имеет одиночные микровкрапленники плагиоклаза (до  $0,25 \times 0,50$  мм) и клинопироксена (диаметром до 0,5 мм). Чаше структура породы афировая и определяется структурой основной массы (пылютакситовой до гиалопилитовой). Количество микролитов плагиоклаза (со средними размерами  $(0,12-0,25) \times (0,02-0,04)$  мм) и изометричных зерен клинопироксена ( $0,03-0,15$  мм в диаметре) обычно не превышает 10—20% общего объема породы. На 80—90% порода представлена вулканическим стеклом, часто с полосчатой окраской (см. рис. 11), иногда с многочисленными игольчатыми и точечными анизотропными кристаллитами. В отдельных участках наблюдается четко субпараллельное ориентированное расположение микролитов и лейст плагиоклаза, в других — хаотичное. Плагиоклаз замещен пренимом с образованием псевдоморфоз. Пренимом иногда замещены сплошь целые участки породы. В интерстициях в стекле — густая сыпь магнетита ( $0,01-0,03$  мм в диаметре). Следует сказать, что более полная раскристаллизация стекла может приводить к возникновению структуры от интерсертальной до офитовой и тогда в породе образуются войлок лейст прениitizedированного плагиоклаза, а также изометричные и вытянутые мелкие зерна клинопироксена в интерстициях (шл. 184,4/40). Довольно часто плагиоклаз замещается земистой бурой слабо анизотропной массой. Кое-где среди метасоматически измененных долеритов и ороговикованных габбро-долеритов расположены участки псевдотакхилита, причем видно, что контакты между ними могут быть как резкими, так и постепенными (рис. 12), а текстура всей породы ярко атакситовая (шл. 180,4/40). Результаты химических анализов псевдотакхилитов ( $G_{\text{вир}}$ ) из различных интрузий можно видеть в табл. 28, 32, 34 (см. также Золотухин, Васильев, 1969<sub>2</sub>).



Краткая сравнительная петрографическая характеристика дифференцитов других интрузий Имандинского района (с учетом данных Тугановой, 1960; Коровякова и др., 1963)

Дифференциаты	Имандинская	Накоховская	Хюктинская	Макусовская
Габбро-диориты и диориты	Светло-серые до розовых, мелкозернистые габбро-диориты. Структура офитовая до пойкилоофитовой. Изометричные зерна частично амфиболлизированного клиношпроксена (35%), таблитчатый амфиболлизированный плагиоклаз (до 50%), микропегматит (5—7%), зерна кварца (0,1—0,3 мм в диаметре). Вторичные — хлорит, пренит, альбит, амфиболы и др.	Розовые диориты с гипидноморфнозернистой структурой с удлиненными (до 3 мм) кристаллами амфибола. Пл (30—35%) — таблитчатый 0,1—0,2 мм; Амф (15—50%) с реликтами зерен КлП (0—10%), Кв (8—10%) — зерна 0,05—2 мм в диаметре; К-шп (5—7%) идноморфные зерна 0,8—2,5 мм в диаметре; микропегматит (2—3%) в мезостазице, рудные (3—5%) — магнетит, ильменит, пирит	Светло-серые мелкозернистые породы с офитовой структурой в виде линз среди оливинсодержащих габбро-долеритов. КлП (32—35%) — зерна до 1—3 мм в диаметре; в т. ч. ойокристы с хадакристами Пл; Пл (40—45%) — вытянутые таблички до 2—3 мм в длину; кварц и микропегматит (до неск. %). Часты амфибол, хлорит, альбит, магнетит	Лейкократовые светло-серые до розовых гипидноморфнозернистые породы с реликтами пойкилоофитовой структуры. Альбитлизированный Пл (48%), амфиболлизированный и хлоритизированный КлП (22%), кварц, микропегматит (ед. %), рудные (до 15%) — магнетит, ильменит, пирит
Безоливиновые оливинсодержащие габбро-долериты	Серые среднезернистые (0,1—3 мм) с призматически-зернистой до офитовой структурой. КлП (35—40%), Пл (40—50%), Ол (от ед. зерен до 8%), Кв до 1%. Мезостазице: хлорит, тальк, микропегматит, кварц, пренит, магнетит, ильменит, реже пирротин и халькопирит	Зеленовато-серые безоливиновые породы с кварцем и микропегматитом (до 3—4%). Структура гипидноморфнозернистая до офитовой и пойкилоофитовой. Пл (35—40%) — кристаллы (0,1—0,8) × (0,8—3) мм; КлП (25—30%) — ойокристы (5—10 мм в диаметре и удлиненные зерна); Амф (3—15%); К-шп (0—5%), рудные (2—3%). Вниз уменьшается количество Амф, К-шп, микропегматита, кварца и других вторичных минералов	Темно-серые среднезернистые оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты с пойкилоофитовой структурой. КлП (30—35%) — ойокристы с хадакристами Пл, Пл (42—48%) — вытянутые зональные кристаллы, Ол (около 5%) — ойокристы с хадакристами плагиоклаза	Темно-серые среднезернистые породы с офитовой структурой и элементами пойкилоофитовой. КлП (30—35%) — изометричные зерна 1—3 мм в диаметре; Пл (40%) — таблички 0,5—2,5 мм в длину; Ол (ед. зерна). Прочие минералы: амфибол, альбит, пумпеллит, хлорит, идидингсит
Оливиновые габбро-долериты	Светло-серые, пойкилоофитовая до офитовой структура.	Серые относительно крупнозернистые с пойкилоофитовой	Темно-серые среднезернистые оливиновые до троктоли-	Темно-серые оливиновые и оливинсодержащие среднезерни-

	<p>Пл (45—65%) до 1—3 мм в длину, КлП (20—25%) ойокристы до 1,5 мм в диаметре, Ол (3—5%) ойокристы до 2—5 мм в диаметре, рудные (до 5%) — пльменит, магнетит, пирит, редко пирротин и халькопирит. В мезостазисе (до 5%) хлорит, амфибол, биотит, пренит, реже кварц и микропегматит</p>	<p>структурой. Пл (48—55%) — таблочки 1—3 мм в длину; КлП (24—30%) — изометричные и вытянутые ойокристы до 3 мм в длину. Ол (3—4%) — ойокристы 3—5 мм в диаметре; биотит (3—5%); рудные (1—4%). Незначительно распространены амфиболы, хлорит, пренит и другие вторичные минералы</p>	<p>товых габбро-долеритов в виде линз среди оливинсодержащих габбро-долеритов. Структура пойкилоофитовая. КлП (30—25%) — ойокристы до 3 мм в диаметре с хадакритами Пл. Ол — (5—15%) — ойокристы и изометричные зерна 0,5—1,5 мм в диаметре; Пл (45—48%) — вытянутые зональные таблочки, рудные (около 5%) — пирротин, халькопирит, магнетит, пирит. Вторичные: амфибол, биотит, хлорит, серпентин, хлорит</p>	<p>стые породы с пойкилоофитовой структурой (в виде линз среди безоливиновых габбро-долеритов). Ол (3—12%) — ойокристы 0,5—2 мм в диаметре КлП (20—35%) — ойокристы 1—3 мм в диаметре; Пл (42—46%) — вытянутые таблочки 1—3 мм в длину, рудные (6—8%) — магнетит, пирит, пирротин, халькопирит</p>
<p>Пикритовые и троктолитовые габбро-долериты</p>	<p>Темно-серые до черных среднезернистые, структура от пойкилоофитовой до сегрегационной. Пл (30—40%) — таблочки 0,5—2,5 мм в диаметре; Ол (20—35%) — изометричные зерна 0,2—0,8 до 1,5 мм в диаметре; КлП (20—30%) — ойокристы 1—5 мм; ОртП (до 1%) — 0,2—0,3 мм; рудные (5—10%) — пирротин, халькопирит, кубанит, пентландит, магнетит, пльменит, валлернит. Вкрапленное и мелкошпировое оруденение. В мезостазисе: хлорит, биотит, тальк, апатит, рудные</p>	<p>Темно-серые средне- до мелкозернистых, чаще троктолитовые породы с пойкилоофитовой, офитовой структурой, участками до сегрегационной. Пл (30—40%) — таблочки 1—3 мм в длину; КлП (20—25%) — ойокристы до 5 мм в диаметре; Ол (15—30%) — округлые зерна 0,8—1,5 мм в диаметре; биотит (4—6%) — чешуйки до 0,5—1 мм в диаметре; ОртП (0—3%), рудные (5—8%) — пирротин, халькопирит, пентландит, кубанит, магнетит. Вторичные: амфибол, хлорит, серпентин, пренит и др.</p>		—
<p>Такситовые габбро-долериты</p>	<p>Светло-серые пятнистые лейкократовые с атакситовой текстурой. Структура пойкилоофитовая и габбровая до роговиковой. Ол (до 10%) — изометричные зерна 0,1—1,5 мм в ди-</p>	<p>Светло-серые лейкократовые с атакситовой текстурой. Структура от пойкилоофитовой и габбровой до роговиковой. Пл (50—53%) — зерна 0,1—3 мм в длину; КлП (8—20%) —</p>	<p>Светло-серые лейкократовые породы в виде линз среди оливинсодержащих габбро-долеритов. Структура от габбровой пойкилоофитовой до такситоофитовой. Текстура мас-</p>	—

Дифференциаты	Имандинская	Накоховозская	Хюктивская	Макусовская
	аметре; КлП (25%)—зерна 1—10 мм длиной, Пл (до 55%) таблички 0,05—2,5 мм в диаметре. Вкрашенность и шпильки рудных (широтин, халькопирит, пенгландит, кубанит, магнетит)	ойкокрсты до 3 мм в диаметре; Ол (от ед. зерен до 25%)—изометричные зерна 0,1—1,5 мм в диаметре; биотит (до 3%), рудные (4—7%) — широтин, халькопирит, пентландит, кубанит, магнетит. Вторичные: серпентин, хлорит, пренит, шпирит	сивная до атакситовой. Пл (до 50%)—зерна 1—2 мм в длину; КлП (до 35%)—изометричные зерна 1—3 мм в диаметре; Ол (0—5)—мелкие изометричные зерна и ойкокрсты; рудные (8%)—широтин, халькопирит, магнетит. Вторичные: пренит, хлорит, амфибол	

Т а б л и ц а 16

## Оптические свойства и состав породобразующих минералов из сопоставляемых интрузий Имандинского рудного узла

Дифференциат	Мантуровская	Имандинская	Накоховозская	Хюктивская	Макусовская
	<i>Ортопироксен (в мол. % Фс комп.)</i>				
$\Gamma_K$	—	—	—	—	—
$\Gamma_{\text{Фс}}$ и $\Gamma_{\text{Ос}}$	—	$f=38-41$	—	—	—
$\Gamma_{\text{Ол}}$	$Np=1,679-1,684$ $f=20-24$	$f=22-38$	—	—	—
$\Gamma_{\text{П}}$ , $\Gamma_{\text{Тр}}$	$Np=1,688$ $2V=(-)66-74^\circ$ $f=25-27$	$f=15-28$	$Nm=1,702$ $2V=(-)62-70^\circ$ $f=27$	—	—
$\Gamma_T$	$Nm=1,691$ $2V=(-)64^\circ$ $f=23-24$	$f=22-30$	$Nm=1,702$ $2V=(-)62-70^\circ$ $f=27$	—	—
$\Gamma_K$	$Np=1,683$ $f=22$	—	—	—	—

		Плагиоклаз (в % Ан комп.)			
$\Gamma_K$	75—50	—	—	—	—
$\Gamma_D$	48—35, до 10	62—68	35—58	—	4—10
$\Gamma_{\text{бо}}$ и $\Gamma_{\text{оо}}$	60—52	68—75	50—69, до 75	—	60—35
$\Gamma_{\text{ом}}$	100—65	70—80	60—75, до 80—90, редко 55	Лабрадор, реже андезит и битовнит	84—42
$\Gamma_{\text{п}}, \Gamma_{\text{тр}}$	90—60	71—87	65—80	То же	—
$\Gamma_T$	100—58	64—80	80—87	»	—
$\Gamma_K$	82—52	—	—	—	—

		Оливин (в мол. % Фа комп.)			
$\Gamma_{\text{бо}}$ и $\Gamma_{\text{оо}}$	$2V=(-) 76-78^\circ$ $f=40-45$	$f=20-35$	—	—	$Np=1,702$ $f=35$
$\Gamma_{\text{ом}}$	$Np=1,676-1,691$ $2V=-82^\circ$ $f=22-29$	$f=15-32$	$Nm=1,740-1,730$ $2V=(-)78-86$ $f=37-42$	$f=20-45$ , до 60	$Np=1,702$ $2V=-84$ $f=25-35$
$\Gamma_{\text{п}}, \Gamma_{\text{тр}}$	$Np=1,678$ $2V=(-)84-85^\circ$ $f=22-25$	$f=10-23$	$Nm=1,694-1,713$ до 1,725 $2V=90-(-)84$ $f=48-20$ , до 35	$f=20-45$	—
$\Gamma_T$	$Np=1,673-1,687$ $f=31-27$ $2V$ от +87 до $-75^\circ$ $f$ от 5 до 48	$f=17-35$	$Nm=1,703-1,725$ $2V=-81$ $f=24-35$	$f=20-45$	—
$\Gamma_K$	$f=10-12$ $2V=(+)89-90^\circ$	$f=17-35$	—	—	—

		Клинопироксен (в мол. % Волл, КлЭн, Фс комп.)			
$\Gamma_K$	$Np=1,682$ $2V = (+)48-52;$ 42; 44; 14	—	—	—	—
$\Gamma_D$	$Np=1,676$ $2V=+52;$ 40; 50; 10°	—	$Nm=1,685-1,698$ $cNg=39^\circ; 2V=(+)52;$ 13—41; 45—40; 12—19	—	$Nm=1,692-1,709$ $2V=(+)57-60;$ 47—48; 38—24; 15—28

Дифференциат	Мантуровская	Имапдинская	Накоховская	Хюклинская	Макусовская
$\Gamma_{\text{бo}}$ и $\Gamma_{\text{oc}}$	$Np=1,680-1,689$ $2V=(+ )52-54; 40-45; 48-37; 12-18$	$Nm=1,692-1,696$ $cNg=38-42^\circ$ $2V=(+ )44-52; 40-43; 37-43; 17-20$	$Nm=1,695-1,685$ $cNg=40$ $2V=(+ )54-40; 45-41; 36-47; 19-12$		$Nm=1,685-1,694$ $2V=(+ )50; 41-45; 46-37; 13-18$
$\Gamma_{\text{ол}}$	$Np=1,683-1,691$ $2V=(+ )45-46; 39-38; 46-41; 15-21$	$Nm=1,691$ $cNg=38-43^\circ$ $2V=(+ )45-50; 37-42; 43-48; 12-18$	$Nm=1,695-1,686$ $cNg=42-40$ $2V=(+ )56-50; 46-41; 35-46; 19-13$	37-49 27-38 11-26	$Nm=1,682$ $cNg=40^\circ$ $2V=(+ )48; 40; 49; 11$
$\Gamma_{\text{п}}, \Gamma_{\text{тp}}$	$Np=1,683$ $2V=(+ )50; 41; 42; 17$	$Nm=1,692-1,688$ $cNg=38-41^\circ$ $2V=(+ )52-54; 42-46; 40-49; 9-17$	$Nm=1,691$ $cNg=39-43^\circ$ $2V=(+ )44-50; \text{от } 44; 41; 15 \text{ до } 38; 43; 19$	37-49 27-38 11-26	—
$\Gamma_{\text{т}}$	$Np=1,680-1,687$ $2V=(+ )45-55; 40-44; 48-40; 12-16$	—	$Nm=1,681-1,683$ $2V=(+ )46-51; 41; 48; 11$	—	—
$\Gamma_{\text{к}}$	$Np=1,691$ $2V=(+ )48-43; 40; 39; 21$	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. Здесь и далее:  $\Gamma_{\text{к}}$  — контактовый габбро-долерит,  $\Gamma_{\text{бo}}$  — безоливиновый,  $\Gamma_{\text{oc}}$  — оливинсодержащий,  $\Gamma_{\text{ол}}$  — оливиновый,  $\Gamma_{\text{п}}$  — пикритовый,  $\Gamma_{\text{тp}}$  — троктолитовый,  $\Gamma_{\text{т}}$  — такситовый габбро-долерит,  $\Gamma$  — габбро,  $\Gamma_{\text{д}}$  — габбро-диорит,  $\Gamma_{\text{внтр}}$  — тахилиты и псевдотахилиты.

## ИМАНГДИНСКАЯ, НАКОХОЗОВСКАЯ, ХЮКТИНСКАЯ, МАКУСОВСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ИНТРУЗИИ ИМАНГДИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Близкое к Мантуровской строение и петрографический состав, судя по скважинам и обнажениям по р. Имангде, имеет **Имангдинская интрузия** (см. рис. 7, 28). Ранее интрузия уже изучалась (Годлевский, 1959; Туганова, 1960; Коровяков и др., 1963; Золотухин, Васильев, 1967; Щедрин, 1968<sub>1,2</sub>, 1973<sub>1,2</sub>). Данные по строению, петрографическому и минералогическому составу, химизму пород представлены в табл. 15, 16, 24, 29 и на рис. 28. Интрузия обладает четко выраженным дифференцированным строением.

Значительно отличается от Мантуровской и Имангдинской Накохозовская интрузия (Туганова, 1960; Коровяков и др., 1963; Щедрин, 1973<sub>2</sub>). Здесь, с одной стороны, отсутствуют верхние такситовые габбро-долериты и габбро, а, с другой стороны, имеет место растянутый горизонт не пикритовых, а скорее троктолитовых пород, перемежающихся с оливиновыми и пикритоподобными, причем по величине зерна эти породы уже приближаются к долеритам.

Краткая петрографическая характеристика пород и данные по составу породообразующих минералов приводятся в табл. 15—17, 19, 24. Особенности химизма пород можно видеть на табл. 30, 33, где приводятся также рассчитанные нормативные составы и петрохимические коэффициенты (см. также рис. 29).

Еще менее четкое дифференцированное строение обнаруживает **Хюктинская интрузия** (Коровяков и др., 1963; Щедрин, 1973<sub>1,2</sub>), где отсутствуют выдержанные горизонты дифференциатов, а среди оливинсодержащих габбро-долеритов имеются лишь линзовидные проявления габбро-диоритов вверху интрузии и троктолитовых и габброподобных до такситовых габбро-долеритов в ее нижней части. Краткая петрографическая характеристика приводится в табл. 15, данные по составу породообразующих минералов в табл. 16, 21. Особенности строения интрузии, химического состава пород, рассчитанные нормативные составы и петрохимические коэффициенты приведены в табл. 31 и на рис. 30. Как можно видеть из приведенных данных, Хюктинская интрузия уже тяготеет к слабодифференцированным интрузиям.

Еще более слабо проявившаяся дифференциация характерна для **Макусовской интрузии**, ранее изучавшейся рядом исследователей (Щедрин, 1973<sub>2</sub>; Яковлева, 1947; Золотухин, Васильев, 1969<sub>1,2</sub>; Васильев, Золотухин, 1970). Габбро-долериты верхней части интрузии в результате интенсивного метасоматического изменения превращены в габбро-диориты и диоритоподобные породы. Что касается остальных дифференциатов, то, как и в Хюктинской интрузии, они не имеют выдержанного развития и проявляются в виде линз оливинового габбро-долерита среди оливинсодержащего и безоливинового габбро-долерита. Такситовые и пикритовые габбро-долериты в разрезе пока не обнаружены.

Краткая петрографическая характеристика пород приводится в табл. 15, данные по составу породообразующих минералов имеются в табл. 16, 21. Особенности химизма пород и изменения его по разрезу интрузии приводятся в табл. 32 и на рис. 31, где также можно видеть нормативный состав и петрохимические коэффициенты.

### СУЛЬФИДНОЕ И МАГНЕТИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Во всех дифференцированных интрузиях Имангдинского рудного узла проявляется в тех или иных масштабах интерстициальная и каплевидная вкрапленность сульфидов, реже шпильры (выделения — от долей

миллиметра до нескольких сантиметров в диаметре). В Мантуровской и Имангдинской интрузиях наблюдается также прожилково-вкрапленное оруденение. В верхних горизонтах интрузий рудные минералы обычно представлены ильменитом и магнетитом, реже встречаются отдельные зерна пирротина и халькопирита. Заметные скопления сульфидов (вкрапленность и шпирь) отмечаются здесь лишь в верхних такситовых габбро-долеритах и габбро. Основное же развитие сульфидной вкрапленности приурочено к горизонтам или линзам пикритовых и нижних такситовых габбро-долеритов, причем во вкрапленных рудах обычны следующие рудные минералы: пирротин (30—62%), халькопирит (15—25%), кубанит (0—25%), пентландит (5—12%), магнетит (8—15%). Присутствуют также пирит, ильменит, валлериит. Как показали исследования Е. В. Тугановой (1960) руд Имангдинской и Накохозовской интрузий, пирротин представлен двумя генерациями, пентландин, халькопирит и магнетит — тремя генерациями, причем халькопирит I генерации располагается в краях крупных вкрапленников, образуя оторочку вокруг зерен пирротина I генерации и иногда в виде тонких жилок пересекает пирротин и пентландин I генерации. Часто сульфиды разъедают магнетит I и II генераций (крупные кристаллы магнетита с решетчатыми вростками ильменита на границе силикатов и сульфидов), причем на контакте сульфидов с магнетитом образуются каемки ильменита и сульфиды (во всяком случае пирротин) выделялись при температуре явно выше температуры распада твердого раствора титаномагнетита на магнетит — ильменит. Магнетит II генерации — постсульфидный и слагает прожилки совместно с серпентином среди оливина. Интересно попутно отметить, что, как считает Е. В. Туганова (1960, с. 88), «биотит, амфибол и другие реакционные минералы, развитые преимущественно на границе с сульфидными вкрапленниками, образовались в результате отделения от расплава газовой фазы», т. е. постмагматическое их образование несомненно.

В отличие от Е. В. Тугановой (1960) к высокотемпературным постмагматическим образованиям мы относим и само сульфидное оруденение, доказательства чего приводились ранее для интрузий Норильского района (Золотухин, 1964<sub>1,2</sub>; Золотухин и др., 1975) и которые полностью приложимы к интрузиям Имангдинского рудного узла. Благодаря этому мы более не останавливаемся на вопросах генезиса сульфидного оруденения, отсылая интересующихся к нашим ранним работам.

Что касается проявлений магнетитового оруденения, то помимо сказанного выше, отметим следующее. Прожилки и густая вкрапленность магнетита имеются уже в верхнем горизонте, а также в ближнем верхнем экзоконтакте Накохозовской интрузии, но значительно бóльшие скопления магнетита, выявленные в свое время норильскими геологами, приурочены к верхним горизонтам соседней интрузии Макус, где локализуется одноименное скарпозное месторождение магнетита. Густовкрапленные (до сидеронитовых) руды достаточно постепенно переходят в прожилково-вкрапленные и сплошные магнетитовые руды. С их проявлением связано интенсивное метасоматическое изменение габбро-долеритов и вмещающих их пород, четко контролируемое разрывными нарушениями. На характере этих изменений и физико-химических условиях возникновения магнетитового оруденения мы останавливались ранее (Золотухин, Васильев, 1969<sub>1,2</sub>; Васильев, Золотухин, 1970) и в одном из следующих разделов лишь кратко изложим полученные результаты (см. гл. V). Более детально все разнообразие рудных минералов не изучалось, поскольку это выходит за рамки исследований по петрологии дифференцированных интрузий и представляет самостоятельную задачу.

## ОСОБЕННОСТИ ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ТРАПЦОВЫХ ИНТРУЗИЙ

Главные породообразующие минералы представлены рядами твердых растворов с переменным составом, а именно оливинами, пироксенами, плагиоклазами и шпинелидами. В этой последовательности мы и рассмотрим их ниже.

### ОЛИВИНЫ

Как следует из предыдущего изложения, количество оливина может изменяться по разрезу дифференцированных интрузий сверху вниз от единичных зерен до 40% и более в пикритовых габбро-долеритах. Формы проявления также изменяются. Если в верхних дифференциатах и оливиновых габбро-долеритах средней части интрузий это крупные ойкокристы, то в пикритовых и троктолитовых габбро-долеритах оливин представлен в основном идиоморфными зернами, а в такситовых габбро-долеритах широко развиты изометричные мелкие гранулы и их скопления. Размер зерен и взаимоотношения оливина с другими минералами даны в петрографическом описании, из которого следует, что раньше других минералов кристаллизуется идиоморфный оливин, позже, совместно с ранним плагиоклазом, — ойкокристы оливина, наиболее поздние образования — гранулированный оливин такситовых габбро-долеритов. Кристаллооптические свойства и особенности состава оливинов из Мантуровской интрузии и других сопоставляемых с нею интрузий Имангдинского района представлены в табл. 16, 21. Можно видеть общее закономерное увеличение значений показателей преломления и уменьшения  $\angle 2V$  оливина снизу вверх по разрезу, причем интервалы значений показателей преломления четко расширяются в сторону более высоких в верхних дифференциатах, свидетельствуя о возрастании железистости оливинов. На это же указывают прямые определения состава оливина в зернах из разрезов Мантуровской и Накохозовской интрузий, произведенные на рентгеновском микроанализаторе MS-46 («Камека») в ИГиГ СО АН СССР и приводимые в табл. 17.

Можно видеть, что в менее четко дифференцированной интрузии Накохоз минимальная железистость оливина наблюдается в троктолитовых габбро-долеритах (29—30% Фа комп.), заметно выше в оливиновых габбро-долеритах (32—34% Фа комп.). Еще выше она в верхах оливиновых габбро-долеритов (около 39% Фа комп.) и в такситовых габбро-долеритах (около 38% Фа комп.). В более четко дифференцированной Мантуровской интрузии значения железистости оливина заметно меньшие, составляя 18—26% Фа комп. в пикритовых габбро-долеритах, 23—26% Фа комп. — в оливиновых и троктолитовых габбро-долеритах; наибольшая железистость оливина (27—34% Фа комп.) выявилась в такситовых габбро-долеритах. На диаграмме, связывающей железистость оливина и коэффициент фракционирования пород, содержащих оливин (рис. 13, а), можно видеть тенденцию к общей прямой зависимости между ними. По мере возрастания коэффициента фракционирования пород, указывающего последовательность их возникновения, интервал составов оливина смещается в сторону возрастания их железистости.

На диаграмме (рис. 13, б), связывающей железистость темноцветных минералов с содержанием в них силикатного никеля, видно отсутствие для оливина четкой обратной зависимости этих параметров. Больше того, намечается как будто бы даже некоторое несбычное понижение содержания



Химический состав оливинов (электронный зонд MS-46 «Камека», ИГиГ СО АН СССР) из Мантуровской (скв. 39) и Наксэховской (скв. 19) интрузий Имандинского района

Оксид	19/763	19/167	19/193,8	19/201,4	19/208	19/225	39/212	39/221	39/234,5	39/263,1	39/265	39/274,5	39/275	39/278,5	39/287	39/290
SiO <sub>2</sub>	36,54	37,34	37,11	37,74	37,05	35,74	38,71	39,08	38,08	38,58	40,33	37,73	37,94	38,56	37,37	38,38
TiO <sub>2</sub>	0,036	0,036	0,018	0,018	0,018	—	—	0,018	—	0,018	—	0,055	0,037	0,037	0,036	0,055
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO	33,95	27,10	28,50	26,26	29,69	32,00	22,23	21,86	24,07	20,02	17,02	24,11	24,09	21,08	29,62	27,29
MgO	30,16	34,94	33,84	35,33	32,68	30,32	39,69	40,35	37,00	39,82	42,41	37,19	37,38	39,10	32,12	34,61
CaO	0,16	0,14	0,19	0,14	0,19	0,14	0,25	0,17	0,22	0,12	0,14	0,11	0,12	0,10	0,16	0,17
NiO	0,08	0,20	0,10	0,17	0,10	0,18	0,06	0,08	0,06	0,07	0,13	0,23	0,17	0,15	0,18	0,17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,050	0,033	—	0,016	0,016	0,050	0,017	0,017	0,016	0,034	0,033	—	—	—	0,016
<i>Формульные количества в пересчете на 4(O)</i>																
Si	0,997	0,997	0,997	1,005	1,002	0,996	0,996	0,996	1,004	1,006	1,019	0,998	0,999	1,006	1,013	1,014
Ti	0,001	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe	0,774	0,606	0,640	0,584	0,672	0,754	0,478	0,467	0,530	0,436	0,359	0,533	0,530	0,460	0,671	0,602
Mg	1,226	1,391	1,356	1,401	1,317	1,258	1,521	1,534	1,454	1,547	1,597	1,465	1,467	1,522	1,297	1,362
Ca	0,005	0,004	0,005	0,004	0,006	0,004	0,007	0,004	0,006	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,005	0,005
Cr	—	0,001	0,001	—	—	—	0,001	—	—	—	0,001	0,001	—	—	—	—
Ni	0,002	0,004	0,002	0,004	0,002	0,004	0,001	0,002	0,001	0,0015	0,003	0,005	0,004	0,003	0,004	0,004
Fo	61,3	69,6	68,0	70,8	66,3	62,2	76,1	76,6	73,5	78,2	82,1	73,4	73,5	77,0	66,4	69,9
Fa	38,7	30,4	32,0	29,2	33,7	37,8	23,9	23,4	26,5	21,8	17,9	26,6	26,5	23,0	33,6	30,1
Дифференциат интрузии	Γ <sub>ол</sub>	Γ <sub>тр</sub>	Γ <sub>ол</sub>	Γ <sub>тр</sub>	Γ <sub>ол</sub>	Γ <sub>т</sub>	Γ <sub>ол</sub>	Γ <sub>ол</sub>	Γ <sub>тр</sub>	Γ <sub>п</sub>	Γ <sub>п</sub>	Γ <sub>т</sub>	Γ <sub>п</sub>	Γ <sub>п</sub>	Γ <sub>т</sub>	Γ <sub>т</sub>

Примечание. Щелочи и гипсоzem не определены, марганец не обнаружен.

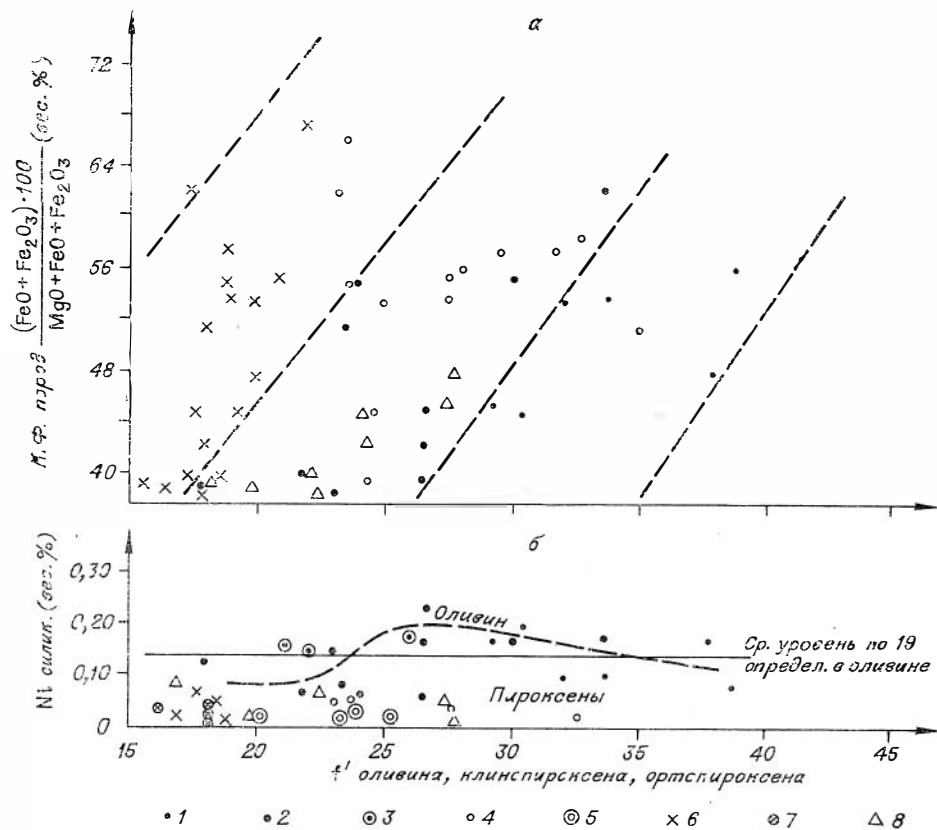


Рис. 13. Зависимость коэффициентов фракционирования пород и железистости темноцветных минералов из этих пород Мантуровской и Накоховской интрузий (а) и железистости темноцветных минералов и содержания в них силикатного никеля для пород интрузий Мантуровской, Накоховской и Норильск-1 (б)

1—3—оливин; 4, 5—бурые клинопироксены; 6, 7—зеленые клинопироксены; 8—ортопироксены. Интрузии: 1, 4, 6, 8—Накоховская; 2, 4, 6, 8—Мантуровская; 3, 5, 7—Норильск-1. Данные для интрузии Норильск-1 по Генкину и др. (1970).

силикатного никеля в сторону крайних магнезиальных составов оливина с пологим максимумом содержания ( $\sim 0,20\%$ ) около 26—27% Фа комп. в составе оливина. Подобная картина, по-видимому, объясняется поздним экстрагированием силикатного никеля из нижней части разреза интрузии, содержащей наиболее магнезиальный оливин в процессе образования такситовых пород (Золотухин, 1965). Содержания силикатного никеля в оливине, определенные на электронном зонде, близки к таковым, установленным в оливинах интрузии Норильск-1 химическими методами (Генкин и др., 1970), и заметно превышают содержания силикатного никеля в пироксенах.

Интересные оценки температур возникновения пород дифференциатов, обогащенных оливином, получаются по распределению магния и железа, с одной стороны, в оливинах и, с другой стороны, в кристаллизующейся магме. Используя полученные Редером (Roeder, 1970) экспериментальным путем соотношения  $\log \frac{X_{MgO}^{ol}}{X_{MgO}^{liq}} = \frac{3740}{T} - 1,87$  и  $\log \frac{X_{FeO}^{ol}}{X_{FeO}^{liq}} = \frac{3911}{T} - 2,50$  (где  $T$  — температура по Кельвину), имеем для главных дифференциатов Накоховской и Мантуровской интрузий результаты, представленные в табл. 18. Значения  $T_1$  (в °C) вытекают из распределения MgO в оливине и породе, из которой этот оливин анализировался (табл. 18). Значения  $T_2$  (в °C) получены из распределения MgO в оли-

Температурные оценки по равновесно оливин — жидкость (Roeder, 1970)

Компонент	Накоховская штрузия						Мантуровская штрузия									
	$\Gamma_{\text{ол}}$	$\Gamma_{\text{тр}}$	$\Gamma_{\text{ол}}$	$\Gamma_{\text{тр}}$	$\Gamma_{\text{ол}}$	$\Gamma_{\text{т}}$	$\Gamma_{\text{ол}}$	$\Gamma_{\text{ол}}$	$\Gamma_{\text{тр}}$	$\Gamma_{\text{п}}$	$\Gamma_{\text{п}}$	$\Gamma_{\text{т}}$	$\Gamma_{\text{п}}$	$\Gamma_{\text{п}}$	$\Gamma_{\text{т}}$	$\Gamma_{\text{т}}$
	19/163	19/167	19/193,8	19/201,4	19/208	19/225	39/212	39/221	39/234,5	39/261,1	39/265	39/265	39/274,5	39/275	39/278,5	39/290
MgO <sub>ол</sub> (мол. кол.)	748	867	839	877	811	751	985	1001	918	987	1052	920	928	970	796	858
MgO <sub>пор</sub> (мол. кол.)	203	350	226	393	213	340	209	216	474	578	580	469	471	583	209	212
MgO <sub>интр</sub> (мол. кол.)	201	201	201	201	201	201	252	252	252	252	252	252	252	252	252	252
$\frac{\text{MgO}_{\text{ол}}}{\text{MgO}_{\text{пор}}}$	0,57	0,39	0,57	0,35	0,58	0,34	0,67	0,67	0,29	0,23	0,26	0,29	0,29	0,22	0,58	0,61
$\frac{\text{MgO}_{\text{ол}}}{\text{MgO}_{\text{интр}}}$	0,57	0,63	0,62	0,64	0,60	0,57	0,59	0,60	0,56	0,55	0,62	0,56	0,57	0,56	0,50	0,53
T <sub>1</sub> °C	1265	1390	1265	1420	1250	1420	1200	1200	1457	1515	1480	1450	1450	1500	1250	1230
T <sub>2</sub> °C	1265	1220	1240	1220	1240	1265	1250	1245	1260	1270	1220	1265	1240	1265	1300	1280
T <sub>ср</sub> °C	1265	1300	1250	1320	1245	1340	1225	1220	1350	1390	1350	1350	1345	1380	1275	1250
FeO <sub>ол</sub> (мол. кол.)	472	377	397	366	413	445	309	304	335	278	237	335	335	294	412	380
FeO <sub>пор</sub> (мол. кол.)	139	153	142	179	136	168	141	127	171	202	215	209	190	199	186	142
FeO <sub>интр</sub> (мол. кол.)	171	171	171	171	171	171	149	149	149	149	149	149	149	149	149	149
$\frac{\text{FeO}_{\text{ол}}}{\text{FeO}_{\text{пор}}}$	0,53	0,39	0,45	0,31	0,48	0,42	0,34	0,34	0,29	0,14	0,04	0,20	0,25	0,17	0,35	0,43
$\frac{\text{FeO}_{\text{ол}}}{\text{FeO}_{\text{интр}}}$	0,44	0,34	0,37	0,33	0,38	0,42	0,32	0,31	0,35	0,27	0,20	0,35	0,35	0,29	0,44	0,41
T <sub>1</sub> °C	1000	1075	1050	1100	1040	1060	1100	1100	1120	1200	1260	1165	1140	1190	1100	1060
T <sub>2</sub> °C	1050	1100	1080	1100	1080	1060	1100	1100	1100	1140	1165	1100	1100	1120	1050	1065

вине и исходном расплаве (среднее из дифференциатов по интрузии, см. табл. 28, 30). Первое значение дает оценку верхнего температурного предела образования пород, большей частью вряд ли достигаемого магмой, поскольку наивысшие температуры дают заведомо протообогащенные оливином породы (пикритовые и троктолитовые габбро-долериты). Второе значение дает стабильные для всех пород разреза температурные оценки, очевидно, заниженные для протообогащенных пород, содержащих наиболее ранний — магнезиальный оливин. Значения  $T_3$  (в °C) по распределению магния получены как средние из  $T_1$  и  $T_2$  и наиболее близко соответствуют оценкам, имеющимся для Норильских интрузий по гомогенизации расплавных включений в минералах, а также данным по плавлению соответствующих интрузивных пород (Золотухин, 1964; Булгакова, 1971). Обращают на себя внимание заметно более низкие абсолютные значения  $T_1$  и  $T_2$ , полученные по распределению железа, а также гораздо меньшие отличия здесь между  $T_1$  и  $T_2$  по сравнению с таковыми для магния.

### КЛИНОПИРОКСЕНЫ И ОРТОПИРОКСЕНЫ

Как можно видеть из табл. 28—32 и вариационных профилей (рис. 27—31), количество пироксенов в разрезе дифференцированных интрузий значительно колеблется (от 35—40 до 25—18%), причем максимумы обычно приурочены к безоливиновым и оливинсодержащим породам. Ортопироксены обычно наблюдаются в нижних частях разреза от первых процентов до единичных зерен. Взаимоотношения с другими главными породообразующими минералами описаны в гл. III. Преобладающая форма в нижних частях разреза — достаточно крупные ойокристы с хадакристами плагиоклаза и реже оливина. В верхних частях разреза у изометричных зерен клинопироксена наблюдаются офитовые соотношения с вытянутыми зернами плагиоклаза. В такситовых габбро-долеритах часты крупные субидiomорфные призматически вытянутые зерна клинопироксена. Субкальциевые пижониты (Годлевский, 1959) с малым углом  $2V$  редки и в разрезе интрузий наблюдаются, по-видимому, лишь в виде единичных зерен\*. Среди норильских кальциевых клинопироксенов (пижонит-авгитов) наблюдаются разновременные бурая и зеленая разновидности. Закономерности их распределения следующие. Для пикритовых горизонтов практически характерна лишь зеленая разновидность, сосуществующая с ортопироксеном; для троктолитовых (оливин-биотитовых) и такситовых габбро-долеритов характерны совместно с ортопироксеном зональные зерна, сложенные зеленой разновидностью в центральных частях и бурой — в краевых. Подобная же зональность в распределении разновидностей в зернах наблюдается и в оливиновых габбро-долеритах. Практически только бурая разновидность распространена в контактовых, безоливиновых, оливинсодержащих габбро-долеритах и габбро-диоритах.

Данные по кристаллооптическим характеристикам орто- и клинопироксенов и их составам представлены в табл. 16, 21, откуда следует, что железистость пироксенов в разрезе дифференцированных интрузий возрастает в породах выше и ниже горизонта пикритовых габбро-долеритов. Прямые определения состава пироксенов в зернах на электронном зонде MS-46 «Камека» (ИГиГ СО АН СССР) показывают четкие отличия по химизму зеленых и бурых клинопироксенов, а также изменения в их составе по разрезу на примере Накохозовской и Мантуровской интрузий (табл. 19 и рис. 13,а). Можно видеть, что зеленая разновидность клинопироксена со-

\*В Имангдинской интрузии они наблюдались чаще, и в оливиновых габбро-долеритах для них определен интервал составов: Волл—14—18; КлЭн—55—47; Фс—30—39 (Коровяков и др., 1963).

Химический состав и формульные единицы в зернах пироксенов (электронный зонд MS-46 «Камера» ИГиГ СО АН СССР) Мантуровской (скв. 39) и Накохозовской (скв. 19) дифференцированных интрузий Имандинского района

Окисел	Ортопироксен									Клинопироксен											
	19/201,4	19/225	39/247	39/263,4	39/265	39/274,5	39/275	39/278,5	39/301,3	49/463	49/467	49/467,1	49/483,8	49/483,8	49/208	49/208,4	49/220,5	49/225	49/237	39/103,6	39/164,5
SiO <sub>2</sub>	54,99	53,45	55,86	54,64	56,00	54,35	53,59	53,09	56,05	49,95	52,21	51,35	51,16	51,87	51,49	52,59	51,32	50,51	50,87	49,53	51,03
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,52	0,53	0,66	0,64	0,79	0,68	0,77	0,68	0,86	0,78	0,45	0,53	0,73	0,68	0,45	1,01	0,59	0,78	0,55	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,56	0,60	1,14	0,83	1,01	0,85	0,79	1,02	1,16	1,92	1,73	1,57	2,64	1,76	1,29	1,77	1,35	2,51	1,95	2,41	1,97
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,105	0,104	0,105	0,086	0,034	0,312	—	0,089	0,036	0,578	0,867	0,090	0,054	0,488	0,018	0,812	0,089	0,540	0,108
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO }	17,15	16,87	11,61	13,74	12,48	14,81	15,05	13,73	10,78	10,37	9,29	6,79	6,91	9,15	10,37	6,86	12,50	7,12	10,56	7,62	8,50
MgO	25,42	24,71	29,43	27,06	28,19	26,02	26,26	26,66	29,57	14,68	16,04	16,11	15,69	15,50	15,31	16,49	14,29	16,12	14,20	15,19	15,44
CaO	1,64	1,87	1,91	1,71	1,78	1,84	1,82	1,96	2,03	18,59	18,64	19,70	20,12	19,59	18,57	19,90	18,77	19,43	18,90	19,77	19,68
NiO	0,05	0,01	—	—	0,02	—	—	0,07	0,09	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—	—	—

## Формульные количества в персчете на в(О)

Si	1,993	1,983	1,968	1,980	1,985	1,980	1,969	1,956	1,973	1,931	1,955	1,954	1,924	1,948	1,958	1,957	1,943	1,917	1,947	1,917	1,943
Al	0,024	0,026	0,047	0,035	0,043	0,036	0,034	0,044	0,048	0,087	0,076	0,070	0,117	0,078	0,057	0,078	0,060	0,112	0,088	0,109	0,088
Ti	0,010	0,014	0,014	0,017	0,017	0,022	0,018	0,021	0,018	0,025	0,022	0,013	0,015	0,020	0,019	0,013	0,028	0,017	0,025	0,016	0,013
Cr	—	—	0,003	0,002	0,003	0,002	0,001	0,009	—	0,003	0,001	0,017	0,025	0,002	0,001	0,014	—	0,024	0,003	0,016	0,003
Mg	1,373	1,366	1,545	1,461	1,489	1,413	1,437	1,464	1,551	0,845	0,894	0,913	0,889	0,867	0,868	0,914	0,806	0,911	0,810	0,876	0,876
Ni	0,001	—	—	—	—	—	—	0,002	0,002	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe	0,519	0,523	0,343	0,416	0,369	0,451	0,462	0,423	0,317	0,335	0,290	0,216	0,217	0,287	0,329	0,213	0,395	0,226	0,338	0,246	0,270
Ca	0,063	0,074	0,072	0,066	0,077	0,072	0,071	0,077	0,076	0,770	0,747	0,803	0,811	0,788	0,756	0,794	0,761	0,790	0,775	0,820	0,802
En (КлЭн)	70,4	69,6	78,8	75,2	77,4	73,1	73,0	74,6	79,8	43,4	46,2	47,4	46,0	44,6	44,5	47,5	41,1	47,3	42,1	45,2	45,0

F <sub>S</sub> (Фс)	26,4	26,6	17,5	21,4	19,1	23,2	23,4	21,5	16,3	17,1	15,1	11,1	11,4	11,8	16,8	11,2	20,1	11,7	17,6	12,6	13,8
W <sub>0</sub> (Волл)	3,2	3,8	3,7	3,4	3,9	3,7	3,6	3,9	3,9	39,5	38,7	41,5	42,6	40,6	38,7	41,3	38,8	41,0	40,3	42,2	41,2
f	27,4	27,7	18,2	22,1	19,8	24,1	24,3	22,4	16,9	28,0	24,5	19,2	19,8	24,9	27,5	18,9	32,7	19,9	29,5	21,8	23,5
Цвет	Бу- рый	Бу- рый	Бу- рый	Бу- рый	Бу- рый	Бу- рый	Бу- рый	Зел.	Бу- рый	Бу- рый	Бу- рый	Зел.	Зел.	Бу- рый	Бу- рый	Зел.	Бу- рый	Зел.	Бу- рый	Зел.	Бу- рый
Диффе- ренци- ат ин- трузии	Г <sub>тр</sub>	Г <sub>т</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>т</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>к</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>тр</sub>	Г <sub>тр</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>т</sub>	Г <sub>к</sub>	Ф	Г <sub>б</sub>

Продолжение табл. 19

Окисел	Клинопироксен																		
	39/212	39/212 <sup>1</sup>	39/221	39/221 <sup>1</sup>	39/234,5	39/234,5 <sup>1</sup>	39/247	39/263,1	39/265	39/274,5	39/275	39/278,5	39/287	39/287 <sup>1</sup>	39/290	39/290 <sup>1</sup>	39/293	39/293 <sup>1</sup>	
SiO <sub>2</sub>	52,52	51,97	52,05	51,51	51,20	51,37	53,20	50,67	53,40	51,82	50,12	51,94	51,74	53,37	51,41	50,40	50,90	52,83	
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,41	1,08	0,34	0,705	0,51	0,34	0,45	0,51	0,55	0,49	0,51	0,69	0,53	1,02	0,45	0,91	0,45	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,22	2,54	1,95	1,75	1,64	2,54	2,40	2,57	2,76	2,45	2,56	2,65	1,67	2,81	1,64	2,37	1,34	1,52	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,090	0,922	—	0,597	0,090	0,741	0,834	1,141	1,071	1,014	1,121	1,395	0,089	0,883	—	0,758	—	0,686	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> } FeO }	8,78	6,55	14,65	6,28	9,27	6,50	5,70	5,97	5,80	6,16	6,10	5,88	8,53	6,43	10,20	6,95	12,39	7,05	
MgO	15,89	15,80	15,30	15,98	16,14	16,40	17,42	16,01	16,61	16,09	15,62	16,32	15,89	16,87	15,00	15,68	14,88	16,98	
CaO	19,04	20,11	15,46	20,33	18,09	19,93	20,75	20,35	20,98	20,72	20,03	20,72	19,30	19,88	17,94	19,94	16,91	19,52	
NiO	0,05	0,01	—	—	—	0,04	—	—	—	0,07	—	0,02	0,05	—	0,04	—	—	—	

Окисел	Клинопироксен																	
	39/212	39/212 <sup>1</sup>	39/221	39/221 <sup>1</sup>	39/234,5	39/234,5 <sup>1</sup>	39/247	39/263,1	39/265	39/274,5	39/275	39/278,5	39/287	39/287 <sup>1</sup>	39/290	39/290 <sup>1</sup>	39/293	39/293 <sup>1</sup>
<i>Формульные количества в пересчете на 6(O)</i>																		
Si	1,974	1,940	1,942	1,954	1,948	1,925	1,933	1,917	1,932	1,927	1,919	1,919	1,951	1,936	1,960	1,924	1,955	1,957
Al	0,054	0,112	0,085	0,078	0,074	0,112	0,103	0,114	0,118	0,107	0,116	0,116	0,074	0,120	0,073	0,106	0,060	0,066
Ti	0,015	0,012	0,030	0,009	0,020	0,014	0,009	0,013	0,014	0,015	0,014	0,014	0,019	0,014	0,029	0,013	0,026	0,013
Cr	0,003	0,027	—	0,018	0,003	0,022	0,024	0,034	0,031	0,030	0,034	0,041	0,002	0,024	—	0,023	—	0,020
Mg	0,890	0,879	0,851	0,903	0,915	0,915	0,943	0,903	0,895	0,892	0,892	0,898	0,893	0,913	0,852	0,892	0,852	0,938
Ni	0,001	—	—	—	—	0,001	—	—	—	0,002	—	—	0,001	—	0,001	—	—	—
Fe	0,276	0,204	0,459	0,199	0,295	0,203	0,173	0,189	0,176	0,192	0,195	0,182	0,269	0,195	0,325	0,222	0,397	0,218
Ca	0,766	0,804	0,617	0,826	0,737	0,800	0,807	0,824	0,813	0,826	0,822	0,820	0,779	0,772	0,733	0,816	0,695	0,775
En(КлЭн)	46,0	46,6	44,1	46,8	47,0	47,6	49,0	47,1	47,6	46,8	46,7	47,2	46,0	48,6	44,6	46,2	43,8	48,6
Fs(Фс)	14,3	10,8	23,8	10,3	15,1	10,7	9,0	9,9	9,3	10,0	10,2	9,6	13,9	10,3	17,0	11,5	20,5	11,3
Wo(Волл)	39,7	42,6	32,1	42,9	37,9	41,7	42,0	43,0	43,1	43,2	43,1	43,2	40,1	41,1	38,4	42,3	35,7	40,1
f	23,7	18,8	35,0	18,0	24,3	18,4	15,5	17,3	16,4	17,6	17,9	16,8	23,1	17,5	27,6	19,9	31,7	18,8
Цвет	Бурий	Зел.	Бурий	Зел.	Бу- рий	Зел.	Зел.	Зел.	Зел.	Зел.	Зел.	Зел.	Бу- рий	Зел.	Бу- рий	Зел.	Бу- рий	Зел.
Дифферен- циат шпрузин	Г <sub>о</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>ол</sub>	Г <sub>тр</sub>	Г <sub>тр</sub>	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>п</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>п</sub>

Примечание. Щелочи не определялись, марганец не обнаружен, никель в большей части шпроксенов не обнаружен.

держит больше хрома (от десятых долей до 1%) по сравнению с бурой (сотые доли процента) и заметно меньше железа и титана. Для Накохозовской интрузии интервал железистости бурых клинопироксенов составляет 24—33%, для зеленых — 19—20%. Для более четко дифференцированной Мантуровской интрузии интервал железистости бурых пироксенов 23—35%, а для зеленых становится несколько шире: 15—22%. Наименее железистые составы среди зеленых клинопироксенов характерны для пикритового горизонта (15,5—18,5%); эти составы выходят за интервал железистости зеленых клинопироксенов Накохозовской интрузии.

Среди анализированных ортопироксенов наибольшей железистостью (27—28%) обладают такие Накохозовской интрузии (см. табл. 19). В Мантуровской интрузии наблюдаются заметно более низкие абсолютные значения железистости ортопироксена (17—24%), причем наиболее низкая железистость в ортопироксене из контактовых габбро-долеритов. Интересно, что содержания хрома в ортопироксене близки к содержаниям его в бурых клинопироксенах и лишь в одном случае — как в зеленых клинопироксенах (0,312%) при близких ко всем содержаниям титана.

В ортопироксенах устанавливается около 4 мол. %  $\text{CaSiO}_3$ . Достаточно интересные закономерности по составу пироксенов проявляются на ряде построенных диаграмм с использованием полученных аналитических данных. При сопоставлении железистости оливинов и пироксенов из одних и тех же образцов по разным дифференциатам (рис. 14) можно видеть, что четкая линейная зависимость характерна для пары оливин — зеленый клинопироксен, для бурых пироксенов такой четкой зависимости не получается. Можно видеть также, что в процессе кристаллизации магмы железистость оливина возрастает значительно быстрее, чем у пироксенов. При подобном же попарном сопоставлении железистостей ортопироксена и оливина, ортопироксена и зеленого клинопироксена (рис. 15, а) также выявляются четкие линейные зависимости, причем распределение железа между оливином и ортопироксеном примерно одинаково, в то время как

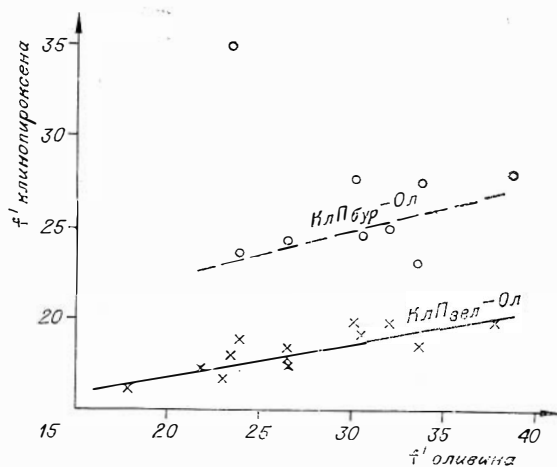


Рис. 14. Зависимость железистости оливина и клинопироксенов из пород Накохозовской и Мантуровской интрузий.

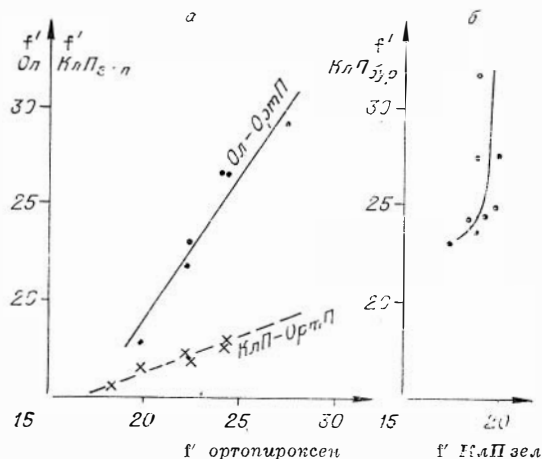


Рис. 15. Зависимость железистости ортопироксена — оливина и ортопироксена — зеленого клинопироксена (а) и бурых и зеленых клинопироксенов (б) в Мантуровской и Накохозовской интрузиях.



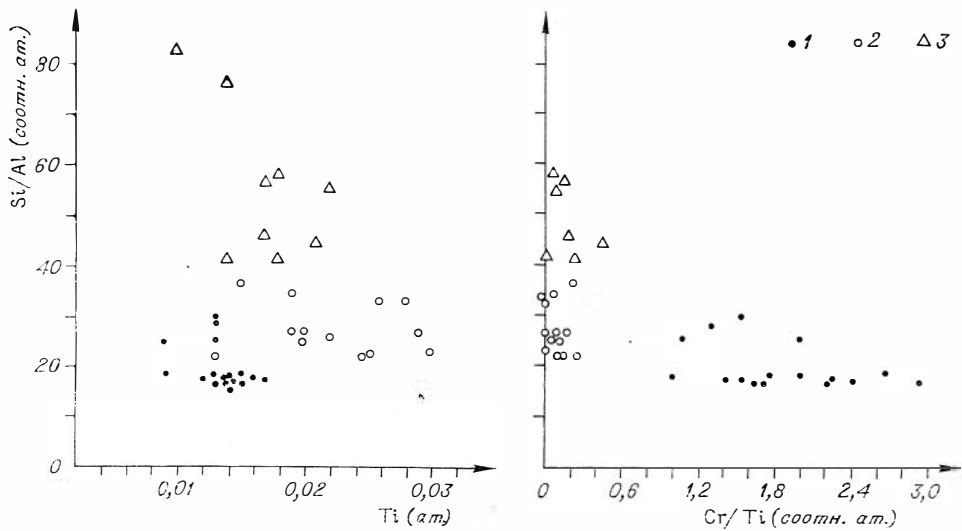


Рис. 16. Зависимость титанистости пироксенов от их глиноземистости в породах Мантуровской и Накохозовской интрузий.

1 — зеленые клинопироксены; 2 — бурые клинопироксены; 3 — ортопироксены.

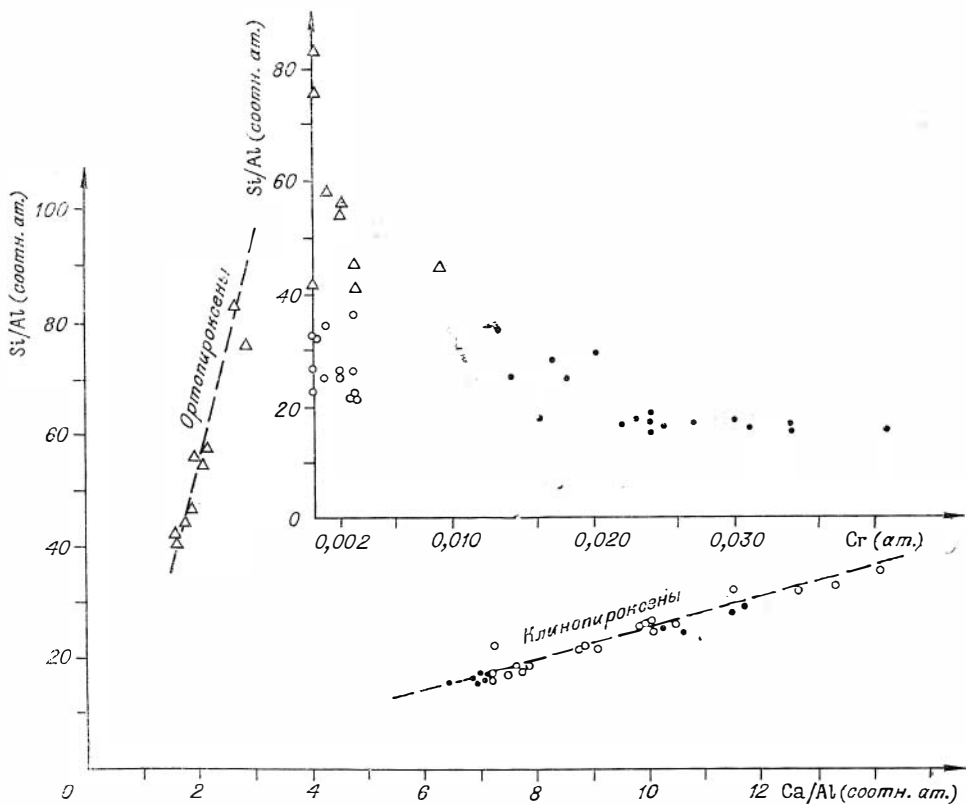


Рис. 17. Зависимость хромистости и глиноземистости, а также соотношений Si/Al—Ca/Al для пироксенов из Мантуровской и Накохозовской интрузий. Усл. обозн. см. на рис. 16.

по сравнению с клинопироксеном железистость ортопироксена в процессе кристаллизации магмы возрастает гораздо интенсивнее. При сопоставлении железистости бурых и зеленых клинопироксенов из одних и тех же образцов (рис. 15, б) можно видеть, что лишь для наиболее магнезиальных бурых и зеленых пироксенов намечается такая зависимость, а для более железистых наблюдается независимое возрастание железистости бурых клинопироксенов, что указывает на их явно более позднее время кристаллизации.

Представляло интерес рассмотреть соотношение хромистости и титанистости пироксенов, с одной стороны, и глиноземистости — с другой. На диаграммах Si/Al—Cr; Si/Al—Ti; Si/Al—Cr/Ti (рис. 16, 17) можно видеть, что какой-либо четкой линейной зависимости хромистости и титанистости пироксенов от их глиноземистости нет, хотя и можно в целом утверждать, что при максимальной глиноземистости клинопироксенов они высокохромисты и малотитанисты. Диаграмма, построенная для пироксенов в координатах Si/Al—Ca (ат.), указывает на тенденцию к увеличению содержания кальция с возрастанием их глиноземистости (рис. 18). Более четкие линейные зависимости выявляются для пироксенов на диаграмме, построенной в координатах Si/Al—Ca/Al (см. рис. 17), и демонстрируют ту закономерность, что относительно наиболее сильный фактор, отраженный в изменении состава клинопироксенов, — Ca/Al, а для ортопироксенов — Si/Al.

На диаграмме (рис. 19), иллюстрирующей соотношение содержания Ca и Mg в пироксенах, можно видеть явную между ними зависимость, причем максимальными содержаниями Ca характеризуются зеленые клинопироксены. Для них же наблюдается наиболее четкая линейная зависимость. Что же касается бурых клинопироксенов и ортопироксенов, то линейная зависимость хотя и наблюдается, но уже гораздо менее четкая. Подобные же менее четкие связи устанавливаются для пироксенов и на диаграммах (рис. 20) Si/Al—Ca/Mg (ат. отн.). Можно видеть, что в наиболее глиноземистых пироксенах и наибольшее соотношение Ca/Mg. Если учесть, что они являются в то же время и наиболее магнезиальными (см. рис. 19), то становится очевидным тем относительно большее возрастание в пироксенах кальция по сравнению с магнием, чем более они глиноземисты. С другой стороны, несомненна и тенденция в пироксенах к уменьшению содержания кальция с возрастанием их железистости, как это можно видеть на рис. 21. Таким образом, наряду с железистостью пироксенов величина содержания в них кальция, а также величины отношения Ca/Al и Si/Al являются результатом дифференциации и могут использоваться как индикаторы дифференциации магмы, что отчасти уже подчеркивалось В. В. Рябовым (1974).

В связи с вопросами изменения состава пироксенов в процессе дифференциации магмы интересно рассмотреть диаграмму (см. рис. 13, а), связывающую их железистость и коэффициент фракционирования пород, в которых они находятся,  $\frac{(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 100 (\text{вес. \%})}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$ . Можно видеть, что интервалы железистости зеленых и бурых клинопироксенов, ортопироксенов, как и оливинов, смещаются в сторону увеличения железистости при возрастании коэффициента фракционирования. На сводной трехкомпонентной диаграмме состава (рис. 22) можно видеть распределение всех анализированных пироксенов. Для ортопироксенов наблюдается четкое замещение магния железом в процессе кристаллизационной дифференциации магмы, в то время как для зеленых клинопироксенов, сопряженных с ортопироксенами, содержание железистого компонента увеличивается мало.

При этом изменяются и соотношения в них магния и кальция. В бурых клинопироксенах в процессе кристаллизационной дифференциации наряду с изменением соотношения магния и железа одновременно имеет место еще и уменьшение содержания кальция, сопровождаемое уменьшением количества алюминия (см. рис. 17, 18). Все приведенные выше данные существен-

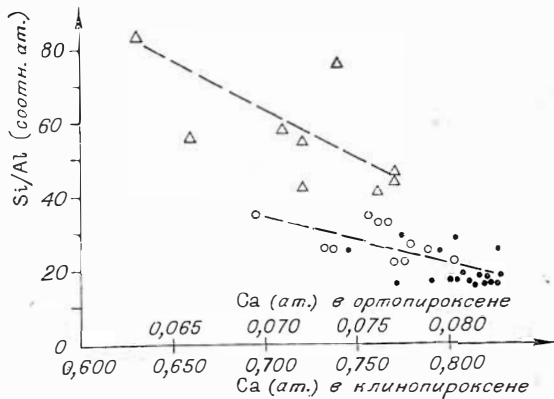


Рис. 18. Зависимость кальциевости и глиноземистости пироксенов из Мантуровской и Накохозовской интрузий. Усл. обозн. см. на рис. 16.

Рис. 19. Соотношение кальциевости и магниальности пироксенов из Мантуровской и Накохозовской интрузий. Усл. обозн. см. на рис. 16.

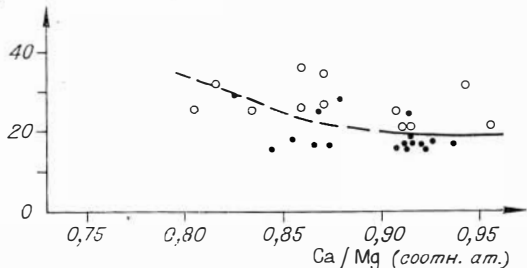
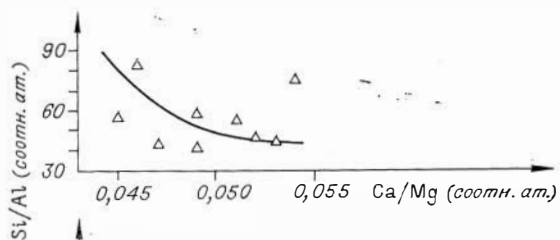
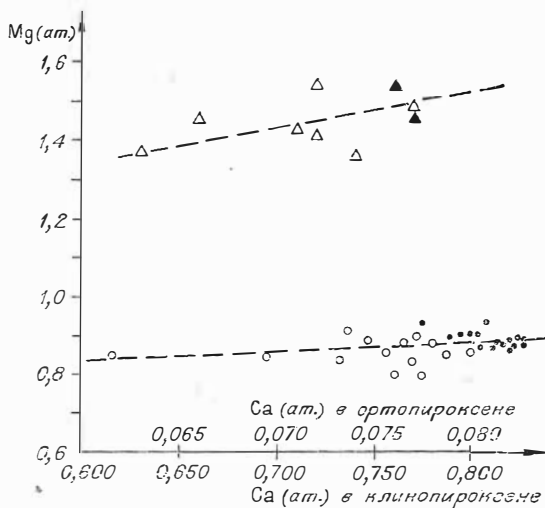


Рис. 20. Зависимость Si/Al—Ca/Mg для пироксенов из Мантуровской и Накохозовской интрузий. Усл. обозн. см. на рис. 16.

но дополняют более ранние результаты исследований пироксенов Норильских интрузий (Генкин и др., 1970; Годлевский и др., 1971; Додин, Шатков, 1971; Шатков, 1973). Мы можем с полным основанием присоединиться к мнению В. А. Шаткова (1973), что в процессе дифференциации магмы интрузий Норильского типа в зеленых клинопироксенах осуществлялся главным образом изоморфизм между кальцием, магнием, и железом, а в несколько более поздних бурых клинопироксенах — изоморфизм в основном между железом и магнием.

Располагая результатами анализа оливинов, бурых и зеленых клинопироксенов и ортопироксенов из одного и того же образца, для целого ряда таких можно было оценить вероятные температуры возникновения с использованием ряда геотермометров, основанных на распределении тех или иных компонентов в ассоциирующих темноцветных минералах (табл. 20). По коэффициенту распределения магния и железа между ортопироксеном и кальциевым клинопироксеном с использованием диаграммы Кретц (Kretz, 1966) для пикритовых габбро-долеритов были получены оценки температур, составившие интервал 1450—1340—1010°C, или в среднем 1230°C. Для такситовых габбро-долеритов интервал 900—960°C. По соотношению  $Ca/(Ca + Mg)$  в кальциевых клинопироксенах с использованием диаграммы Бойда и Шерера (Boyd, Schairer, 1964) получен температурный интервал, заметно более низкий (900—990°C). По соотношению в клинопироксене, с одной стороны, волластонитового и клиноэнстатитового компо-

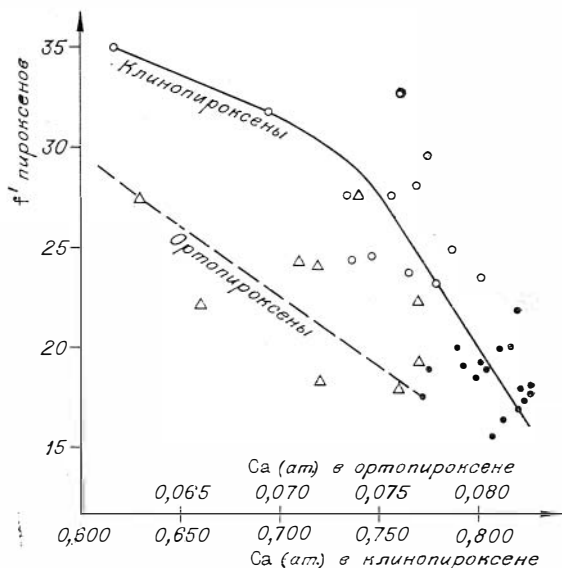


Рис. 21. Зависимость кальциевости и железистости пироксенов из Мантуровской и Накоховской интрузий. Усл. обозн. см. на рис. 16.

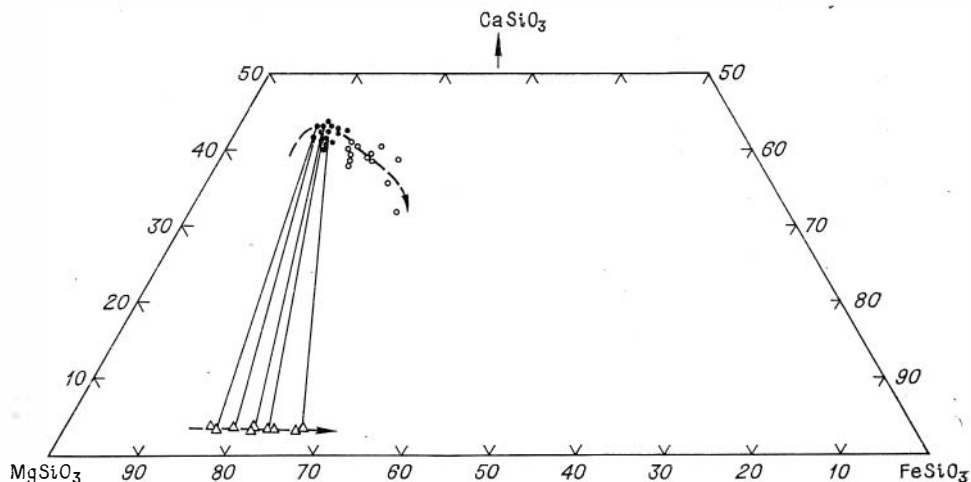


Рис. 22. Сводная трехкомпонентная диаграмма состава пироксенов Мантуровской и Накоховской интрузий. Усл. обозн. см. на рис. 16.

Некоторые температурные оценки возникновения дифференциатов по различным минералогическим термометрам

Дифференциат	Номер образца	Железистость ( $f$ ) со- существующих пи- роксенов (ортопиро- ксен и зеленый кли- нопироксен)	Kretz (1966)	Boyd, Schairer (1964)	●Hara (1967)	Häkli, Wright (1967)	Перчук (1971)
<i>Навохозовская</i>							
$\Gamma_T$	Обр. 225/19	ОртП $f=27,7$ КлП $f=19,9$	$K_d(Mg-Fe)=0,65$ $t=900^\circ\text{C}$	$K=\frac{Ca \cdot 100}{Ca+Mg}=46,1$ $t=900^\circ\text{C}$	$\alpha_c=50, \beta_c=3$ $t \sim 1100^\circ\text{C},$ $P \sim 30 \text{ кбар}$	—	$K=0,42, \bar{X}=76,3$ $t \sim 870^\circ\text{C}$
<i>Мантуровская</i>							
$\Gamma_{II}$	Обр. 39/247	ОртП $f=18,2$ КлП $f=15,5$	$K_d=0,82$ $t=1450^\circ\text{C} (?)$	$K=46,0$ $t=990^\circ\text{C}$	$\alpha_c=50, \beta_c=2,7$ $t \sim 1070^\circ\text{C}, P \sim 30 \text{ кбар}$	—	$K=0,49, \bar{X}=83,3$ $t=970^\circ\text{C}$
$\Gamma_{II}$	Обр. 39/263,1	ОртП $f=22,1$ КлП $f=17,3$	$K_d=0,74$ $t=1160^\circ\text{C}$	$K=47,8$ $t=920^\circ\text{C}$	$\alpha_c=51,4, \beta_c=3,04$ $t=1050^\circ\text{C}, P=28 \text{ кбар}$	—	$K=0,43, \bar{X}=80,5$ $t=900^\circ\text{C}$
$\Gamma_{II}$	Обр. 39/265	ОртП $f=19,8$ КлП $f=16,4$	$K_d=0,79$ $t=1340^\circ\text{C}$	$K=47,6$ $t=920^\circ\text{C}$	$\alpha_c=51,3, \beta_c=3,15$ $t=1000^\circ\text{C}, P=28 \text{ кбар}$	—	$K=0,46, \bar{X}=81,9$ $t=940^\circ$
$\Gamma_T$	Обр. 39/274,5	ОртП $f=24,1$ КлП $f=17,6$	$K_d=0,67$ $t=960^\circ\text{C}$	$K=48,0$ $t \sim 900^\circ\text{C}$	$\alpha_c=51,8, \beta_c=2,87$ $t=950^\circ\text{C}, P=27 \text{ кбар}$	$t \sim 1020^\circ\text{C}$	$K=0,41, \bar{X}=79,2$ $t=900^\circ\text{C}$
$\Gamma_{II}$	Обр. 39/275	ОртП $f=24,3$ КлП $f=17,9$	$K_d=0,68$ $t=1010^\circ\text{C}$	$K=48,0$ $t \sim 900^\circ\text{C}$	$\alpha_c=51,6, \beta_c=3,09$ $t=1050^\circ\text{C}, P=26 \text{ кбар}$	—	$K=0,40, \bar{X}=79$ $t \sim 880^\circ\text{C}$
$\Gamma_{II}$	Обр. 39/278,5	ОртП $f=22,4$ КлП $f=16,8$	$K_d=0,70$ $t=1060^\circ\text{C}$	$K=47,8$ $t \sim 920^\circ\text{C}$	$\alpha_c=51,5, \beta_c=3,08$ $t=1050^\circ\text{C}, P=26 \text{ кбар}$	$t \sim 1180-$ $-1190^\circ\text{C}$	$K=0,43, \bar{X}=80,4$ $t=900^\circ\text{C}$
$\Gamma_{\text{од}}$	Обр. 212/39	—	—	$K=47,8$ $t \sim 920^\circ\text{C}$	$\alpha_c=51,5, \beta_c=3,0$ $t \sim 1050^\circ\text{C}$	$t \sim 1150^\circ\text{C}$	—

нентов, а с другой, —  $Al_2O_3$  к сумме  $Al_2O_3$ , волластонитового и клиноэнстатитового компонентов (в вес. %) по диаграмме О'Хара (О'Нара, 1967) получен температурный интервал 950—1100°C и давления 26—30 кбар. По коэффициенту разделения FeO (вес. %) от температуры в парагенезисе клинопироксен + ортопироксен по диаграмме Л. Л. Перчука (1974) получены заметно более низкие оценки температуры — 870—970°C, а по содержанию  $Al_2O_3$  в ортопироксене устанавливается интервал давлений 6,3—6,8 кбар, т. е., возможно, на глубине 19,5—21 км существовал промежуточный очаг, поставляющий магму, где начиналась кристаллизация.

По коэффициенту разделения силикатного никеля между оливином и клинопироксеном с использованием диаграммы Хякли и Райта (Häkli, Wright, 1967) получены следующие интервалы температур: для пикритовых — 1180—1190°C, для оливиновых — 1150°C, для такситовых габбро-долеритов — 1020°C.

Как видим, наиболее близкие оценки температур к имеющимся термометрическим данным по включениям в клинопироксенах Норильских интрузий (Булгакова, 1971; Золотухин и др., 1975) получены с использованием диаграмм Кретца (Kretz, 1966), а также Хякли и Райта (Häkli, Wright, 1967). Любопытно, что этими методами получены температуры возникновения такситовых габбро-долеритов заметно более низкие, чем пород расслоенной серии интрузий, в полном соответствии с термометрическими данными по расплавленным включениям в пироксенах. Это еще раз подтверждает более позднее возникновение этих пегматоидных лейкократовых пород по сравнению с породами трехчленной расслоенной серии дифференцированных интрузий.

Таким образом, рассмотрение эволюции составов пироксенов дифференцированных трапповых интрузий приводит нас, во-первых, к выводу о закономерном падении содержаний глинозема и кальция в базальтовой магме по мере ее дифференциации и, во-вторых, в отличие от ряда предыдущих исследователей (Генкин, и др., 1970; Годлевский и др., 1971) о том, что составы клинопироксена являются индикаторами дифференциации магмы и могут быть использованы как таковые наряду с оливинами и плагиоклазами (Рябов, 1974).

## ПЛАГИОКЛАЗЫ

Плагиоклазы широко распространены в разрезе описываемых интрузий. Минимальными содержаниями (порядка 36%) характеризуются пикритовые габбро-долериты, максимальными (50—54%) — оливиновые, как это можно видеть на рис. 27—29. Плагиоклазы обычно представлены идиоморфными таблитчатыми и лейстовидными зернами, иногда очень вытянутыми, как в контактовых габбро-долеритах (гипидиоморфные зерна наблюдаются отчасти в пикритовых габбро-долеритах и габбро). Плагиоклаз довольно часто присутствует в качестве хадакристов в ойкокритах оливина и особенно часто в пироксенах. Иногда наблюдаются хадакрисы более кислого состава в ойкокритах плагиоклаза же более основного состава. Повсеместно отмечается присутствие полисинтетических двойников, иногда одновременно по (010) и (001). Наиболее распространенные законы двойникования (в порядке распространности): альбитовый, альбит-карлсбадский, карлсбадский; гораздо реже карлсбадский преобладает (верхние пегматоиды). Отсутствуют двойники лишь изредка — в наиболее крупных изометричных таблитчатых кристаллах — ранних протовыделениях; по-видимому, интрателлурических. Повсеместно в зернах наблюдается зональное строение, изредка многократно зональное. Состав внешних зон крупных кристаллов соответствует составу самостоятельных более мелких выделений, часто также зональных (см. табл. 2, 4, 7, 9, 11, 13). Вторичным изме-

## Сопоставление нормативных и модальных составов минералов (% Ан и железистость) из интрузий района

Дифференциат	Плагиоклаз		Клинопироксен		Ортопироксен		Оливин	
	норм.	модальн. (по опт.)	норм.	модальн. (по опт.)	норм.	модальн. (по опт.)	норм.	модальн. (по опт.)
1	2	3	4	5	6	7	8	9

*Имандинская интрузия*

F	74	—	15	—	32	—	36	—
Г <sub>д</sub>	67	68—62	24	—	49	—	50	—
Г <sub>бо</sub> и Г <sub>ос</sub>	63	73—68	20	17—20	40	38—41	40	35—34
Г <sub>о</sub>	70	80—62	15	12—18	30	22—38	33	28—32
Г <sub>п</sub>	74	87—70	10	} 9—17	24	15—28	25	16—23
Г <sub>т</sub>	67	80—64	19		39	22—30	41	17—35
Г <sub>к</sub>	65	—	14	—	29	—	30	17—35
Г <sub>ср. интр</sub>	69	—	16	—	33	—	35	—

*Хюккинская интрузия*

Г <sub>о</sub> (верх)	57	—	21	—	44	—	46	} 35—44
Г <sub>д</sub>	58	—	21	—	42	—	44	
Г <sub>ос</sub>	57	69—74	23	25	47	—	—	
Г <sub>о</sub>	62	86—60	18	14—17	37	—	31	21—35
Г <sub>т</sub>	56	—	24	—	48	—	—	—
Г <sub>к</sub>	62	—	20	—	40	—	35	—
Г <sub>ср. интр</sub>	61	—	21	—	42	—	45	—

*Макусовская интрузия*

Г <sub>д</sub>	20	4—10	21	28—15	43	—	—	—
Г <sub>внтр</sub>	60	—	16	—	33	—	—	—
Г <sub>бо</sub>	50	} 60—35	22	} 13—18	45	—	—	} 35
Г <sub>о</sub> и Г <sub>ос</sub>	57		15		33	—	34	
Г <sub>о</sub>	66	84—42	14	11	30	—	32	32—35
Г <sub>ср. интр</sub>	58	—	17	—	35	—	38	—

*Мантуровская интрузия*

Г <sub>внтр</sub>	55	—	14	—	—	—	38	—
Г <sub>о</sub> (верх)	58	—	12	—	25	—	26	—
F и Г <sub>т</sub>	67	76—50, ср. 62(64—47, ср. 55)	14	13	—	—	24	—
Г <sub>д</sub> и Г <sub>бо</sub>	36	48—35 до 10	17	—	38	—	28	—
Г <sub>ос</sub>	57	53—52 (48)	15	14	34	—	—	—
Г <sub>о</sub>	71	100—65, ср. 82(100—58, ср. 79)	15	23,8—10 (бур)(зел)	32	—	34	26—23

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Г <sub>ц</sub>	64	90—60, ср. 75(86—58, ср. 69)	11	15—9 (бур) (зел)	22,2	18—24	24	26—18
Г <sub>т</sub>	69	100—58, ср. 79(94—51, ср. 72)	14	20—10 (бур) (зел)	29	24,1	31	34—27
Г <sub>к</sub>	70	82—52, ср. 67(80—45, ср. 62)	9	—	23	17	21	—
Г <sub>ср. интр</sub>	60	—	13	—	27	—	29	—
<i>Накоховская интрузия</i>								
Г <sub>о(верх)</sub>	60	—	17	—	36	—	38	—
Г <sub>д</sub>	36	} 35—58	25	—	50	—	—	—
Г <sub>д</sub> и Г <sub>бо</sub>	51		19	21—19	38	—	32	—
Г <sub>бо</sub>	49	} 75—50	32	} (14—19)	62	—	—	—
Г <sub>ос, кв</sub>	58		20		42	—	—	—
Г <sub>ос</sub>	63		18		38	—	30	} 38,7—32,0
Г <sub>о</sub>	66	60—75, до 80	16	17—11 (16—12)	34	—	28	
Г <sub>тр, Гп</sub>	73	80—65	12	15—11 (бур) (зел)	24	27,4(27)	19	30,4—29 (10—21)
Г <sub>т</sub>	70	87—80	13	12(11)	28	27,7(27)	22	37,8
Г <sub>к</sub>	62	—	15	18	30	—	33	—
Г <sub>ср. интр</sub>	61	—	13	—	37	—	39	—

Примечание. По Мантуровской интрузии для плагиоклаза в скобках даны для сопоставления значения состава, снятые с диаграмм для высокотемпературного (неупорядоченного) плагиоклаза (Заварицкий и др., 1958). По Накоховской и Мантуровской интрузиям для оливина и пироксенов в скобках — составы по оптике, без скобок — составы, определенные на микрозонде.

нениям (чаще всего пренинизации) обычно подвергаются прежде всего ядерные части зональных кристаллов плагиоклазов.

По составу плагиоклазы в разрезе интрузий представлены в основном лабрадором (приконтактовые и средняя части интрузий) и битовнитом (нижняя часть интрузий), и лишь в габбро-диоритах состав доходит до андезина-олигоклаза, а иногда даже альбита, как это можно видеть в табл. 16, 21. Тенденция к покислению плагиоклаза снизу вверх по разрезу имеет место во всех дифференцированных интрузиях района. Поскольку во всех дифференциатах интрузий тем не менее наблюдаются зерна основного плагиоклаза, но в разном количестве вверху и внизу интрузий, то наиболее показательна эта тенденция к раскислению плагиоклаза при рассмотрении его нормативного состава, полученного при пересчете химических анализов пород (табл. 21). Эти нормативные данные, как и по другим породообразующим минералам, в основном неплохо коррелируются с оценками составов, полученными оптическими методами (табл. 21). Из них можно видеть, что по мере дифференциации магмы кристаллизуется все более кислый плагиоклаз за счет обеднения остаточного расплава кальцием и алюминием и обогащения кремнием и щелочами, т. е. наблюдается та же тенденция, что и при кристаллизации пироксенов. Вопрос структурной упорядоченности или неупорядоченности плагиоклаза в интрузиях нуждается в специальных исследованиях. Сейчас можно об этом судить лишь по фрагментарным данным о совпадении или несовпадении составов, определенных



иммерсионным и федоровским методами (Заварицкий и др., 1958), и вводить соответствующие поправки в остальные измерения, выполненные федоровским методом.

## ШПИНЕЛИДЫ

Шпинелиды представлены рядом титаномагнетит—магнетит, причем в пикритовых и троктолитовых габбро-долеритах они обогащены хромом и, судя по повышенным в них содержаниям хрома, уже приближаются к хромшпинелидам (Шатков, 1973). Расчеты на нормативный состав (см. табл. 28—32) показывают в интрузиях содержания хромита от 0,2

Т а б л и ц а 22

Результаты химических анализов шпинелидов из некоторых интрузий (химлаборатория ИГиГ СО АН СССР)

●кисел	Шпинель	Магнетиты, титаномагнетиты и хромшпинелид								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO <sub>2</sub>	—	2,05	1,35	0,95	1,50	8,38	3,31	3,23	0,30	
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,41	0,45	0,40	0,56	5,28	3,41	7,69	—	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60,51	2,35	1,25	1,26	2,70	2,81	2,63	4,27	1,45	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,67	63,02	64,07	66,92	65,20	55,42	49,41	17,51	66,89	
FeO	8,46	26,92	27,62	26,10	23,19	22,94	38,81	51,21	30,04	
MnO	0,28	Сл.	1,72	2,38	1,15	0,16	0,19	0,62	0,02	
MgO	19,85	0,65	1,13	1,35	5,19	—	0,32	4,02	—	
CaO	0,24	1,82	0,05	—	0,35	3,55	1,36	—	1,16	
Na <sub>2</sub> O	0,04	Сл.	0,05	0,05	0,07	0,19	0,13	0,06	0,06	
K <sub>2</sub> O	0,38	Не обн.	0,07	0,09	0,07	0,19	0,23	0,05	0,07	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	0,01	0,11	0,13	11,19	0,10	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,24	—	—	0,12	0,07	0,02	0,07	—	
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,018	0,024	—	0,31	—	0,05	—	
П. п. п.	—	2,99	3,04	1,12	—	—	—	—	—	
H <sub>2</sub> O	0,08	0,10	—	—	—	0,57	—	—	—	
NiO	—	—	—	—	—	—	—	0,02	0,02	
S	—	—	2,64	0,72	—	—	—	—	0,48	

П р и м е ч а н и я. 1. Обр. ИМ39/86,3 — зеленая шпинель из метасоматитов Мантуровской интрузии (Mg<sub>0,73</sub>Fe<sup>2+</sup>Ca<sub>0,05</sub>Mn<sub>0,005</sub>Al<sub>1,846</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,159</sub>Ti<sub>0,00</sub>O<sub>4</sub>).

2. Обр. МК-739л — жильный магнетит с примесями из Макусовской интрузии. После исключения примесей и пересчета формула: (Fe<sub>0,87</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>2,06</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0,01</sub>)<sub>2,96</sub>O<sub>4</sub>.

3. Обр. ИС-8/432,5 — магнетит с примесями из Макусовского месторождения. После исключения примесей (пирит 12%, гематит 3%, хлорит 7% и кварц 1%) и пересчета формула: (Mn<sub>0,08</sub>Mg<sub>0,01</sub>Fe<sub>0,92</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>1,98</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0,01</sub>)<sub>2,98</sub>O<sub>4</sub>.

4. Обр. ИС-8/544,3 — магнетит с примесями из Макусовского месторождения. После исключения примесей (пирит 4%, гематит 2,5%, хлорит 7,5%, кварц 0,5%) и пересчета формула: (Mn<sub>0,08</sub>Mg<sub>0,02</sub>Fe<sub>0,88</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>1,98</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0,01</sub>)<sub>2,88</sub>O<sub>4</sub>.

5. Обр. 124,2/19 — титаномагнетит с примесями из ближнего верхнего экзоконтакта Накоховской интрузии. После исключения примесей (апатит 0,4%, ортоклаз 0,8%, альбит 1,7%, анортит 1,3%) и пересчета формула: (Mg<sub>0,29</sub>Mn<sub>0,04</sub>Fe<sub>0,73</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>1,85</sub><sup>3+</sup>Al<sub>0,05</sub>Ti<sub>0,01</sub>)<sub>1,95</sub>O<sub>4</sub>.

6. Обр. 124,5/19 — титаномагнетит с примесями из верхнего контактового габбро-долерита Накоховской интрузии. После исключения примесей (ортоклаз 1,6%, альбит 2,4%, анортит 9,0%, воластонит 8,4%, кварц 2,7%) и пересчета формула: (Mn<sub>0,008</sub>Fe<sub>0,85</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>1,84</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0,17</sub>Cr<sub>0,008</sub>V<sub>0,01</sub>)<sub>2,88</sub>O<sub>4</sub>.

7. Обр. 115/39 — титаномагнетит с примесями из габбро-иорита Мантуровской интрузии. После исключения примесей (ортоклаз 1,6%, альбит 1,6%, анортит 5,9%) и пересчета формула: (Mg<sub>0,02</sub>Ca<sub>0,02</sub>Mn<sub>0,005</sub>(Fe<sub>2,90</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>3,90</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0,10</sub>Al<sub>0,04</sub>Cr<sub>0,004</sub>)<sub>3,00</sub>O<sub>4</sub>).

8. Обр. 263/39 — хромшпинелид с титаном из пикритовых габбро-долеритов Мантуровской интрузии. После исключения примесей (альбит 0,7%, оливин 11,8%) и пересчета формула: (Mn<sub>0,02</sub>Mg<sub>0,01</sub>(Fe<sub>2,34</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>3,18</sub><sup>3+</sup>Al<sub>0,20</sub>Ti<sub>0,24</sub>Cr<sub>0,37</sub>)<sub>3,18</sub>O<sub>4</sub>).

9. Обр. 657/715,6 — жильный магнетит среди метасоматитов Талнахской интрузии. После исключения примесей (альбит 0,9%, пирротин 3,3%) и пересчета формула: (Ca<sub>0,03</sub>Fe<sub>0,93</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>1,95</sub><sup>3+</sup>Al<sub>0,08</sub>Cr<sub>0,004</sub>)<sub>2,99</sub>O<sub>4</sub>.

до 1 вес. %. Интересно отметить появление малых максимумов хромита иногда и в верхних частях интрузий (Мантуровская, Накохозовская), сопряженных с соответствующими максимумами титаномагнетита. Судя по сопряженным максимумам  $TiO_2$ ,  $FeO$  и  $Fe_2O_3$  на вариационных окисловых профилях (см. рис. 32, 33), наибольшее развитие титаномагнетита приурочено к габбро-диоритам и безоливиновым габбро-долеритам (10—15 вес. % и более). Особенно интенсивные максимумы развития магнетита наблюдаются в верхней части (габбро-диориты) Макусовой интрузии, с которой, как известно, связано одноименное месторождение магнетита. Заметно обогащена шпинелидами также верхняя часть Накохозовской интрузии. Зерна титаномагнетита обыкновенно неправильной формы, часто достигают более 1 мм, иногда образуют густую вкрапленность с четким замещением зерен клинопироксена в ассоциации с зеленой роговой обманкой, биотитом, гранатом, альбитом, хлоритом. Магнетит часто имеет ярко выраженный наложенный характер и в интрузии Макус сопровождается интенсивным проявлением среднетемпературных скарнов (Васильев, Золотухин, 1970; Золотухин, Васильев, 1969<sub>1</sub>). Результаты химических анализов титаномагнетита и магнетита из дифференцированных интрузий Имангдинского района представлены в табл. 22. Там же имеются данные и по зеленой шпинели из наложенных метасоматических прожилков среди верхних такситовых габбро-долеритов Мантуровской интрузии (см. гл. III).

## Г л а в а V

### МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

Как установлено предыдущими исследователями (Яковлева, 1947, 1948; Коровяков и др., 1963; и др.), вокруг дифференцированных интрузий Имангдинского рудного узла находятся ореолы контактово-измененных пород. Это в основном разнообразные пироксенсодержащие роговики, возникающие при контактовом метаморфизме известково-мергелистых, реже сульфатных вмещающих пород девона. Данные по мощности ореолов контактово-измененных пород и по особенностям их состава приводятся нами в табл. 23, из которой видно, что мощность роговиков обычно заметно выше в кровле интрузий и ниже в подошве, составляя интервал в 3—30 м. Присутствие здесь диоксид-кордиеритовых роговиков, как отмечают И. А. Коровяков и др. (1963), свидетельствует о быстром прогреве вмещающих пород до высоких температур и последующем быстром же охлаждении, т. е., по-видимому, они возникали около маломощных апофиз от основного тела интрузий. По присутствию кое-где монтичеллита в контактово-измененных породах и устойчивости его лишь в наименее глубинных ларнит-мервинитовой и геленит-монтичеллитовой фациях по Д. С. Коржинскому (1957) эти авторы определяют глубину образования интрузии Накохоз около 1000—1500 м. Это, по их мнению, подтверждается и присутствием в породах интрузии пумпеллиита, который Д. С. Коржинский (1944) считает показателем низкотемпературного метаморфизма в условиях малых глубин (см. также Соболев, 1949). Не останавливаясь более на контактово-метаморфических образованиях, которые не были предметом нашего специального изучения, обратим внимание на широкое развитие как в пределах интрузий, так и в метаморфизованных породах экзоконтакта несомненных метасоматитов, иногда близких по минералогическому составу соответствующим разностям роговиков.

**Краткая сопоставительная характеристика метаморфических и метасоматических новообразований, связанных с интрузиями Имаицдинского рудного узла (с учетом данных Яковлевой, 1947, 1948 и Коровякова и др., 1963)**

Интрузия	Метаморфические и метасоматические изменения
Имаицдинская	Плагиоклаз-пироксеновые роговики, иногда с кварцем, биотит-пироксеновые, пироксен-гранат-плагиоклазовые, оливин-пироксеновые, эпидот-актинолитовые и кордиперит-биотит-альбитовые роговики. Возникают за счет известково-мергелистых пород девона. Мощность ореола в кровле 10—15 м, в подошве 3—5 м
Мантуровская	Контактные роговики, как и в Имаицдинской интрузии. Присутствуют также пироксен-гранатовые скарны и прочие метасоматиты как по интрузивным породам, так и по вмещающим. В кровле зона измененных, часто брекчевых пород до 40 м, в подошве 10—12 м
Накохозовская	Диопсид-эпидотовые, диопсид-амезитовые, диопсид-альбитовые, диопсид-гранатовые роговиковые породы; диопсидовые кальцифилы, диопсид-кордиперитовые и диопсид-плагиоклазовые и альбитовые роговики; редко форстеритовые кальцифилы и монтгеллитовые породы. Метаморфизованы в основном доломитовые мергели. Мощность ореола в кровле 10—17 м, в подошве — 5—10 м
Хюкцинская	Подобные же роговики. Развиваются по известнякам и мергелям девона с локальным развитием среди них пироксен-гранатовых скарнов. В кровле и подошве мощность измененных пород не превышает 3 м
Макусовская	Подобные же роговики, что и в Накохозовской интрузии, а также ангидритовые роговики. Интенсивно проявились магнетитсодержащие среднетемпературные пироксен-гранатовые и пироксен-эпидотовые скарны как по интрузии, так и по вмещающим породам. Широко проявлены также амфибол-, хлорит- и альбитсодержащие низкотемпературные метасоматиты. Мощность внешнего ореола измененных пород достигает 25—35 м

### МЕТАСОМАТИТЫ ПО ПОРОДАМ ИНТРУЗИЙ

(на примере Мантуровской интрузии)

Все или почти все метасоматиты, развивающиеся по породам интрузии, объединяет присутствие в них клинопироксена в качестве основного минерала. Наиболее ранние (высокотемпературные) — собственно пироксеновые метасоматиты с мелкозернистой микрогранобластовой структурой с отдельными крупно- и среднезернистыми участками. Интересно, что лейсты плагиоклаза также частично замещены мелкозернистой пироксеновой, частично — землистой слабоанизотропной массой (шл. 73,2/39). При замещении псевдотахилита подобным метасоматитом обычно сохраняется своеобразная структура просвечивания псевдотахилита. Более крупнозернистая гранобластовая структура породы (величина зерен 1—1,5 до 0,3 мм в диаметре) наблюдается в пироксеновом скарне (шл. 72,9/39) с одиночными выделениями граната. В интерстициях часто встречаются чешуйки слюды, хлорита, карбонатов, изредка — зерна сфена. Интересно, что в изометричных зернах клинопироксена ( $Nm = 1,673$ ;  $2V = (+)50—52^\circ$ ) довольно часто имеются двойники. При возрастании количества зерен граната порода принимает облик гранат-пироксенового или пироксен-гранатового скарна. Отдельные участки целиком состоят из мелких зерен пироксена, другие сложены гранатом. В участках с их совместным нахождением видно, что гранат замещает клинопироксен, причем в участках его проявления возрастает и размер зерен клинопироксена, т. е. замещение мелких зерен клинопироксена гранатом сопровождается укрупнением зерна за счет перекристаллизации оставшегося клинопироксена. Отмечаются сфен, апатит, мелкая вкрапленность сульфидов и магнетит.

Иногда наблюдаются менее высокотемпературные пренит-пироксеновые и ангидрит-пироксеновые метасоматиты. Первые развиваются локально по ранее ороговикованным интрузивным породам, где и пироксен, и плагиоклаз гранулированы и структура приближается к гранобластовой (или микрогранобластовой). Плагиоклаз интенсивно пренитизируется, часто попадаются мелкие гнезда и метакристы ангидрита. При увеличении количества выделений ангидрита порода переходит в среднезернистый пироксен-ангидритовый метасоматит с гранобластовой до лепидогранобластовой структурой, который еще содержит пренит, а также бесцветный хлорит и карбонаты. По ангидриту может интенсивно развиваться гипс, причем среди гипса кое-где остаются лишь игловидные реликты ангидрита. Зерна пироксена, располагавшиеся ранее среди ангидрита, в этом случае частично или полностью замещаются хлоритом (шл. 64,5/39). При малых количествах ангидрита или гипса и возрастании количества хлорита порода переходит в хлорит-пироксеновый или пироксен-хлоритовый метасоматит (шл. 57,7/39) с пренитом, карбонатами, гранатами и далее в хлоритовый метасоматит с лепидобластовой структурой (шл. 62,5/39). Реликтов пироксена почти не сохраняется. Основная масса измененной хлоритизированной породы имеет бурый цвет. Многочисленные прожилки выполнены бесцветным хлоритом (удл. +), часты розетки табличек хлорита (с удл. —). Имеются также прожилки крупнозернистых карбонатов и гнезда цеолитов, отмечены отдельные листочки брусита. К прожилкам бесцветного хлорита приурочена мелкая вкрапленность магнетита. Прожилки интересных плагиоклаз-шпинелевых метасоматитов среди ороговикованных верхних такситовых пород и габбро описывались выше (см. гл. III).

#### МЕТАСОМАТИТЫ ПО ПОРОДАМ ЭКЗОКОНТАКТА МАНТУРОВСКОЙ ИНТРУЗИИ

Подобно метасоматитам интрузии метасоматиты пород экзоконтакта в качестве главного минерала также имеют клинопироксен, но в образцах четко уже проявляются реликтовые слоистые текстуры осадочных пород, подчеркиваемые количеством и величиной зерен клинопироксена. Особенно интересны мелкозернистые микрогранобластовые пироксенитовые «роговики» с просвечивающими структурами псевдоморфоз мелкозернистого пироксена по кордиериту (рис. 23), что предполагает развитие пироксенита уже по ранее образовавшемуся контактовому кордиеритовому роговику. По системе субпараллельных трещин среди мелкозернистой массы наблюдается развитие более крупных зерен пироксена. Довольно часты сноповидные и сферолитоподобные агрегаты клинопироксена. В отдельных участках породы располагаются гнезда и прожилки альбита, хлорита (удл. —), слюдистого минерала (удл. +), отдельные зерна граната, цеолитов и прожилки волокнистого гипса, кое-где пересекающие густой сетью всю породу (шл. 3,3/39). Пироксеновый «роговик» на 90% и более может состоять из мелких зерен пироксена (0,01—0,08 мм в диаметре). Среди таких участков с микрогранобластовой структурой встречаются кое-где реликтовые участки кордиеритового роговика с еще более мелким зерном, напоминающие землистую массу с точечной анизотропией и имеющие четкие гексагональные сечения (0,16—0,24 мм в диаметре) псевдоморфоз мелкозернистой буровато-серой землистой массы по кордиериту (рис. 24).

Иногда в пироксените появляются в виде отдельных изометричных зерен порфиробласты граната диаметром 0,3—0,5 мм (до нескольких миллиметров) с многочисленными включениями зерен пироксена, образующими ситовидную структуру, причем насыщенность выделениями граната в отдельных участках очень велика (шл. 52,5/39). Интересно отметить, что имеются как крупнозернистые агрегаты зерен граната, так и тонкозернистые до землеподобных. Порода в ряде случаев фактически представляет

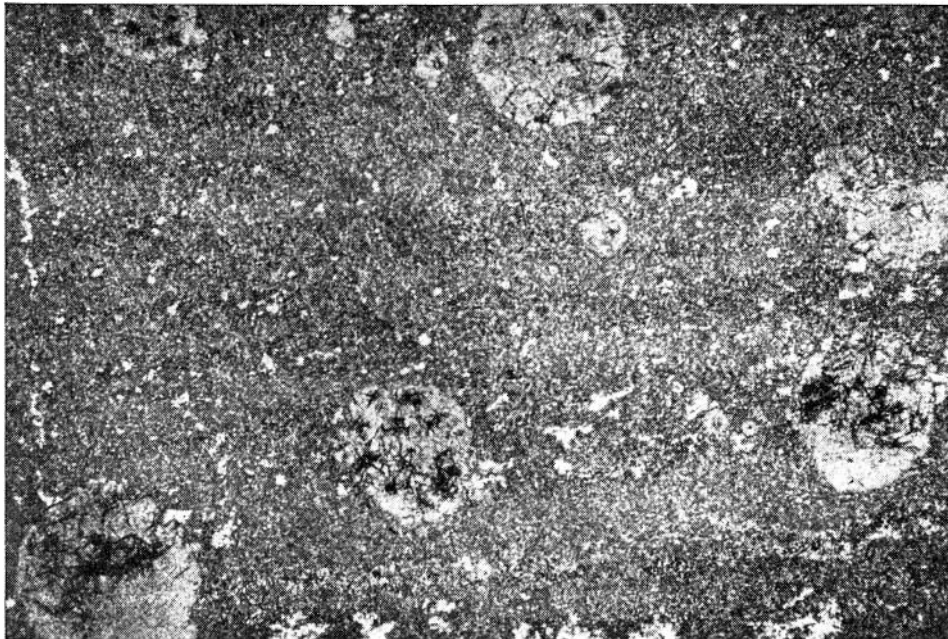
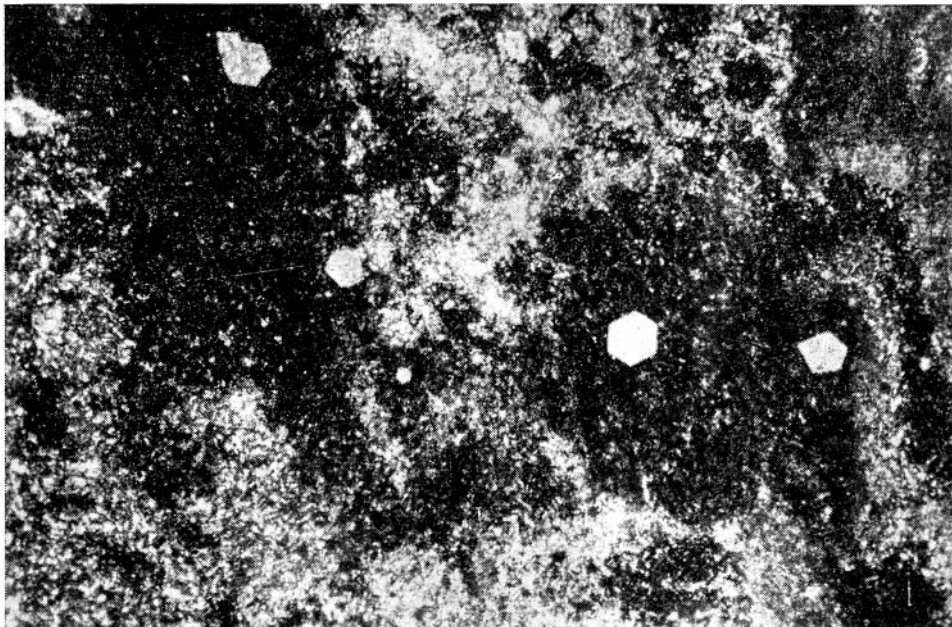


Рис. 23. Мелкозернистый пироксеновый метасоматит, развивающийся по кордиеритовому роговику. Видны псевдоморфозы мелкозернистого клинопироксена по кристаллам кордиерита. Верхний экзоконтакт Мантуровской интрузии. Без ник. Ув. 16. Шл. 39/56,0.

собой гранат-пироксеновый или пироксен-гранатовый скарн (шл. 55,2/39; 23,15/39), в котором отдельные участки на 50% или более уже сложены гранатом. Среди участков анхимономинерального пироксенита наблюдаются гнезда хлорита, ангидрита, гипса.

С увеличением в породе количества пренита она переходит в пироксен-пренитовый среднезернистый метасоматит с гранобластовой до нематогранобластовой структурой. Агрегаты зерен пренита ( $N_g = 1,660$ ;  $N_p = 1,624$ ) часто имеют сферолитообразную форму с диаметром 0,1—0,3 мм, а также паркетовидную форму. Наблюдаются метакристы ангидрита и зерна эпидота. Зерна клинопироксена имеют средний размер 0,05—0,15 мм в диаметре ( $N_g = 1,680$ ;  $N_p = 1,656$ ;  $\angle 2V = (+)58-63^\circ$ ;  $\angle cNg = 42^\circ$ ; в составе ~16% геденбергит. комп., Винчелл, 1949), среди них имеются отдельные зерна ( $N \sim 1,730$ ) граната (до 1 мм в диаметре). В обычной мелкозернистой массе зерна клинопироксена не превышают 0,02 мм в диаметре и составляют «землистую» основную ткань породы с системой угловатых пор, выполненных цеолитами. Эти участки имеют резкую границу с более крупнозернистыми участками пироксен-цеолитового и пренитового состава. В отдельных участках много цеолитов между зернами клинопироксена. В отличие от цеолитовых в сплошных пренитовых участках зерен клинопироксена почти не сохраняется.

Достаточно распространенная разновидность — пироксен-хлоритовые метасоматиты, содержащие реликты кордиерита, многочисленные чешуйки слюдяного минерала, ангидрит, кальцит, гипс. Структура пород лепидонематогранобластовая, мелкозернистая до среднезернистой. Зерна клинопироксена (0,01—0,005 мм в диаметре) слагают основную массу, а чешуйки хлорита и слюдяного минерала (удл.+) — порфирированные выделения. Изредка среди этой массы наблюдаются гексагональные зерна кордиерита с секториальным погасанием со средним размером 0,4 мм в диаметре (шл. 10,75/39). Этот роговик сохранился в виде отдельных участков сре-



*Рис. 24.* Реликты кордиеритового роговика среди крупнозернистого пироксенового метасоматита. Экзоконтакт Мантуровской интрузии. Без ник. Ув. 16. Шл. 39/21,0.

ди гораздо более грубозернистой массы пироксена, хлорита, слюдистого минерала, кальцита, кварца. Наблюдаются отдельные зерна сфена и зеленой шпинели. Повсеместно в описанных метасоматитах наблюдается редкая вкрапленность магнетита и сульфидов (пирротин, халькопирит, пирит). Более густая интерстициальная вкрапленность халькопирита и пирита наблюдалась в существенно хлоритовом метасоматите (шл. 19,4/39) с реликтами пироксенового роговика.

Отмечены скопления крупных пластинок бесцветного хлорита и мелких метакристов граната совместно с выделениями магнетита. При значительном развитии позднего гипса по ангидриту (есть реликты) возникает гипс-пироксеновый метасоматит с отдельными участками пренита. Часты интересные сферокристаллы и дендритовидные образования клинопироксена, изредка гранат (шл. 11,1/39; 0,85/39). В участках с гипсом наблюдались относительно крупные огранные кристаллы клинопироксена. Именно по таким кристаллам и возникают, по-видимому, псевдоморфозы пластинчатого бесцветного хлорита. Отмечена полосчатость в расположении пироксена среди гипсового материала. Среди метасоматитов указанного состава встречались также отдельные прослойки мелкозернистых (0,03—0,15 мм в диаметре) до крупнозернистых (0,3—1,0 мм в диаметре) гипсов и ангидритов. Породы имеют микрогранобластовую до гранобластовую структуру, полосчатую текстуру. Кое-где заметны среди гипса пластинчатые и игольчатые «вростки» ангидрита (шл. 31,8/39; 49,3/39), причем видно, что ангидрит замещается гипсом и представляет собой лишь реликты.

Изредка наблюдаются также пироксен-альбитовые метасоматиты (шл. 32,6/39) с микрогранобластовой структурой и средней величиной зерен 0,01—0,03 мм в диаметре. Часты чешуйки осветленного биотита. Значительная часть зерен альбита хлоритизирована. Наблюдаются изометричные метакристы ангидрита с ситовидной структурой. Аналогичные округлые метакристы (3—4 мм в диаметре) с многочисленными вростками зерен пироксена и альбита (рис. 25) дают также сульфиды (пирит). Оригинальная оливин-пироксеновая порода с микрогранобластовой структурой

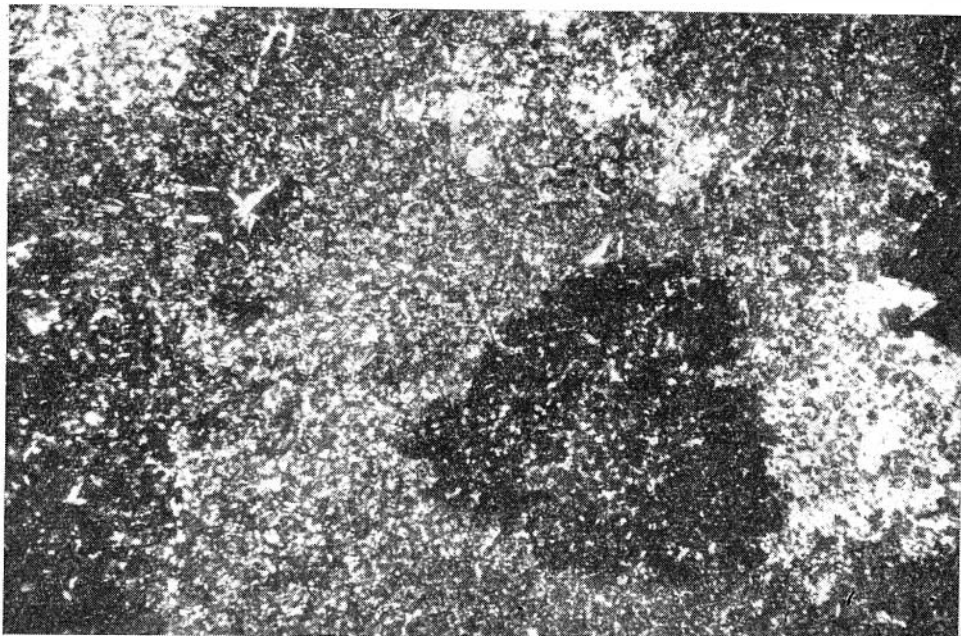


Рис. 25. Изометричные метакристы ангидрита (белое) и пирита (черное) среди пироксен-альбитового метасоматита в нижнем экзоконтакте Мантуровской интрузии. Ник. +. Ув. 16. Шл. 39/326.

(шл. 301,3/39) и существенно серпентиновые метасоматиты (шл. 306/39) из ближнего нижнего экзоконтакта интрузии были описаны выше (см. гл. III).

Результаты химических анализов некоторых контактово измененных пород, связанных с Мантуровской интрузией, приводятся в табл. 33. Подобные метасоматические изменения, описанные выше, характерны не только для Мантуровской интрузии, но и для других дифференцированных трапсовых интрузий района.

### ОКОЛОРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Взаимоотношения реакционных минералов, часто сопровождающих высокотемпературные сульфиды в дифференцированных трапсовых интрузиях, на примере Мантуровской интрузии были описаны в гл. III. Оптические свойства и состав некоторых из них представлены в табл. 24. Некоторые условия генезиса реакционных минералов и особенности взаимоотношений с рудными минералами могут быть охарактеризованы мультисистемами, которые приводились ранее для характеристики норильских рудоносных дифференцированных интрузий (Золотухин, 1964<sub>1,2</sub>; Золотухин, Васильев, 1967; Золотухин и др., 1975). Полученные для них выводы остаются в силе и в применении к реакционным минералам как околорудным изменениям сульфидоносных интрузий Имангдинского района. К упомянутым работам мы отсылаем интересующихся. Что касается специфических метасоматитов, столь характерных для железорудного месторождения Макус, то для характеристики особенностей их генезиса ранее также приводились соответствующие диаграммы и мультисистемы (Золотухин, Васильев, 1969; Васильев, Золотухин, 1970), часть которых воспроизводится на рис. 26. Ниже даются некоторые общие сведения и краткие комментарии к диаграммам, детализирующим условия происхождения средне-

Оптические свойства и состав некоторых реакционных минералов в породах дифференцированных интрузий

Дифференциат	Роговая обманка			Биотит		
	Мантур	Накохоз	Макус	Мантур	Накохоз	Макус
Г <sub>бо</sub> и Г <sub>ос</sub>	Зеленая $2V=(-)79-72^\circ$ $Np=1,642$ $f=17$	1) Зеленовато-бурая $2V=(-)62-72$ $cNg=12-17^\circ$ $Ng=1,686$ $Np=1,660$	Зеленая $Ng=1,676$ $Np=1,655$ $2V=-64^\circ$ $cNg=18^\circ, f=40$		Буровато-зеленый $Ng=1,670$ $f\sim 72$	От зеленого до бесцветного $Ng=1,608-1,618$ $f\sim 16-25$
Г <sub>ол</sub>		2) Светло-зеленая $2V=(-)50-66^\circ$ $Ng=1,644$ $Np=1,623$	Бурая $Ng=1,685$ $Np=1,663,$ $2V=-74^\circ, f\sim 50$	Бурый $Ng=1,640$ $f\sim 45$	Бурый $Ng=1,674$ $f\sim 75$	Темно-зеленый $Ng=1,650$ $f\sim 54$
Г <sub>п</sub>	Светло-бурая  $Ng=1,666$ $Np=1,651$ $2V=-75^\circ$ $cNg=18^\circ$ $f=27-31$	3) Зеленая актинолитового типа $Ng=1,688$ $Np=1,660$ 4) Бесцветная $cNg=15^\circ, Ng=1,650$ $Np=1,628$		Бурый $Ng=1,638$ $f\sim 43$	Красновато-бурый $Ng=1,661-1,643$ $f\sim 64-48$ Светло-бурый до бесцветного $Ng=1,628$ $f\sim 35$	
Г <sub>т</sub>	Бурая $cNg 23^\circ$ $2V=(+)88-78$  Зеленая $cNg 14^\circ$ $2V=-84^\circ$ $Ng=1,663$	1) $f=45-60$  2) $f\sim 0$		Бурый $Ng=1,628$  $f\sim 35$		
Г <sub>к</sub>	Зеленая $2V=-74^\circ$ $Ng=1,673$ $Np=1,651$ $f=31-35$	3) $f=65-90$ 4) $f\sim 5$		Бурый $Np=1,649-1,638$ $f\sim 54-43$	Буровато-зеленый $Ng=1,670$ $f\sim 72$	

Примечания. 1. По Накохозу — с учетом данных Коровякова и др., 1963. 2. Железистость роговой обманки по Трегеру (1958), а биотита по Соболеву (1950) в мол. % жел. комп.



## Химический состав (вес. %) и оптические свойства минералов среднетемпературной ассоциации метасоматитов Макуса

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	42,35	66,85	38,75	38,12	37,65
TiO <sub>2</sub>	1,00	—	0,75	Не обн.	2,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,88	19,41	18,11	24,46	15,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,73	0,07	5,71	10,57	1,56
FeO	5,03	0,37	0,97	0,73	4,38
CaO	19,25	1,33	32,29	23,31	1,82
MgO	13,88	0,52	1,56	Не обн.	24,48
MnO	0,11	0,03	0,72	0,05	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	—	Не обн.	Не обн.	—
K <sub>2</sub> O	0,09	0,10	—	0,02	7,46
Na <sub>2</sub> O	0,43	10,50	—	0,18	0,26
П. п. п.	2,83	0,90	0,88	2,32	4,37
H <sub>2</sub> O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,08	0,17
<i>f</i>	25,6	—	—	23,5	11,9
$\angle cNg^\circ$	40—44°	—	—	—	—
$\angle 2V^\circ$	(+)54—58°	+80°	—	(-)-72—68°	—
<i>Ng</i>	1,720—1,725	1,537	—	1,745—1,758	1,620
<i>Nm</i>	—	—	<i>N</i> =1,750—1,760	—	—
<i>Np</i>	1,700—1,703	1,532	—	1,715—1,730	1,574
<i>d<sub>c</sub></i>	—	2,56	3,56	3,44	—

Примечание. 1 — клинопироксен (с примесями), обр. 739Д, формула  $(Ca_{0,82}Mg_{0,18})(Mg_{0,66}Fe_{0,17}^{2+}Fe_{0,12}^{3+}Al_{0,03}Ti_{0,03})(Al_{0,33}Si_{1,67}O_6)$ . Приводится анализ «роговиковой» существенно (95,5%) пироксеновой породы с примесями: 3,4% альбита, 0,5% ортоклаза и 0,6% кальцита (с исключением этой примеси вычислена формула КлII). 2 — альбит (с примесями), обр. 948В, формула  $Al_{0,6}Al_1$ . 3 — гранат, обр. 938В, формула  $(Ca_{2,15}Mg_{0,18}Fe_{0,07}^{2+}Mn_{0,03})_{2,88}(Al_{1,66}Fe_{0,34}^{3+}Ti_{0,04})_{2,04}[Si_2O_7]$ . 4 — эпидот, обр. 941Г, формула  $(Ca_{1,98}Na_{0,03}Fe_{0,03}^{2+})_{2,308}(Fe_{0,64}^{3+}Al_{0,29})_{0,93}Al_2O(OH)[Si_2O_7]_{0,10}H_2O$ . 5 — биотит, обр. 121/385, формула  $(K_{0,68}Na_{0,03}Ca_{0,11})_{0,87}(Mg_{2,59}Fe_{0,27}^{2+}Fe_{0,08}^{3+}Ti_{0,14}Al_{0,93})_{4,01}(OH)_2[(A_{0,33}Si_{2,67}O_7)_0,10] \cdot 0,07H_2O$ . Для метасоматитов Макуса анализ Би отсутствует. Здесь приводятся результаты нового анализа Би из жилы Черногорской интрузии, имеющие оптические свойства, близкие к оптическим свойствам биотита Макуса.

температурных метасоматитов Макуса, тесно связанных с появлением здесь магнетитовой минерализации и происхождением околорудных альбититов.

Как уже говорилось ранее (Васильев, Золотухин, 1970), на месторождении четко устанавливается температурная стадийность «автореакционных» новообразований. В высокотемпературную стадию, начинающуюся с конца магматического этапа становления массива, возникают псевдотахилиты, на вопросах генезиса которых мы останавливались ранее (Золотухин, Васильев, 1969<sub>2</sub>). В среднетемпературную стадию здесь возникли собственно скарновые минералы: клинопироксен, гранат, эпидот, магнетит, биотит, а также альбит. Для низкотемпературной стадии характерна иная минеральная ассоциация, а именно: хлорит, амфибол, пренит, поздние — эпидот и альбит, кальцит, пирит. Четко выраженная метасоматическая зональность отсутствует вследствие наложения одних зон на другие с замещением ранних ассоциаций более поздними ассоциациями минералов по схеме габбро-долерит → псевдотахилит → собственно скарно-

## Химический состав гранатов из метасоматитов месторождения Макус (химлаборатория ИГиГ СО АН СССР)

Окисел	Обр. 938В		Обр. ИС-8/631,5		Обр. ИС-8/675		Обр. ИС-8/712	
	вес. %	число атомов катионов	вес. %	число атомов катионов	вес. %	число атомов катионов	вес. %	число атомов катионов
SiO <sub>2</sub>	38,75	3,00	39,44	3,04	39,56	3,08	39,00	3,06
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,04	1,10	0,06	0,88	0,05	0,86	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,11	1,66	17,22	1,56	14,33	1,31	14,23	1,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,71	0,34	5,95	0,34	9,45	0,55	9,59	0,56
FeO	0,97	0,07	1,23	0,08	0,88	0,06	0,93	0,06
MnO	0,72	0,05	0,38	0,03	0,30	0,02	0,16	0,01
MgO	1,56	0,18	1,11	0,12	1,11	0,13	1,11	0,13
CaO	32,29	2,58	32,16	2,65	32,16	2,68	32,16	2,70
Na <sub>2</sub> O	—	—	0,17	0,03	0,17	0,03	0,25	0,04
K <sub>2</sub> O	—	—	0,25	0,02	0,28	0,03	0,20	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	He обн.	—	0,05	—	0,10	—	0,10	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,16	0,01	0,16	0,01	0,18	0,01
П. п. п.	0,88	—	0,58	—	0,46	—	0,74	—

вые минералы → магнетит → группа водосодержащих минералов → пирит, кальцит. Метасоматиты представляют собой неравномернозернистые (от долей миллиметра до 1—1,5 см) породы с пятнистой атакситовой текстурой, grano- и лепидобластовой структурами с четкими признаками замещения и пересечения, а также с присутствием реликтов незамещенных мономинеральных зон. Восстановление последовательности возникновения зон и выделения минералов с достаточно детальным их описанием в метасоматитах Макуса сделано в специальной работе (Васильев, Золотухин, 1970). Минералы интересующей нас среднетемпературной ассоциации здесь кратко характеризуются в табл. 25.

Интерес представляет некоторое увеличение железистости валового состава зонального граната с глубиной (табл. 26), причем содержание андрадитового компонента возрастает от 19 до 30%, гроссулярового — снижается с 73 до 62%; снижается также количество спессартитового компонента от 1 до 0,4% при относительно постоянном содержании альмандинового (~2%), пиропового (~4%) и уваровитового компонентов. Скорее всего, это связано в данном разрезе с обогащением с глубиной железом и с обеднением их глиноземом самих вмещающих для гранатов интрузивных пород, из которых заимствуются эти компоненты.

В настоящее время можно говорить о достаточно широком распространении биотита в метасоматитах Макуса, что доказывается большим развитием специфических таблитчатых псевдоморфоз хлорита по биотиту с реликтами биотита. Исходя из шестиминеральной ассоциации, включая биотит, были построены мультисистемы для оценки влияния на парагенезис изменения химических потенциалов ( $\mu$ ) подвижных компонентов попарно, принимая остальные постоянными (Коржинский, 1957). Пятиминеральные ассоциации при расчете дают пучки, состоящие из 5 моновариантных лучей, причем в качестве осажденного в ассоциации входит еще кальцит.

Исходя из отмеченного нами ранее (Васильев, Золотухин, 1970) и из замещения силикатов рудными минералами имеются основания за относительно инертные компоненты здесь принять Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> и железо. Подвижные компоненты H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, CaO, MgO. Матрица для инертных компонентов к расчету мультисистем приводится в табл. 27.

Матрица для инертных компонентов

Минерал (см. табл. 25)	Символ	Матрица		
		Si	Al	ΣFe
Клинопроксен (обр. 739Д)	КлП	1,61	0,48	0,29
Альбит (обр. 948Б)	Аб	2,94	1,06	0
Гранат (обр. 938В)	Гр	3,0	1,66	0,41
Эпидот (обр. 941Г)	Эп	3,0	2,29	0,69
Магнетит (Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> )	Мг	0	●	3
Биотит (обр. 121/385)	Би	2,67	1,26	0,35

Нумерация трехминеральных полей на каждой из приводимых диаграмм  $\mu\text{MgO}-\mu\text{CaO}$ ,  $\mu\text{CaO}-\mu\text{H}_2\text{O}$ ,  $\mu\text{H}_2\text{O}-\mu\text{Na}_2\text{O}$  (рис. 26) совпадает и соответствует нумерации треугольных парагенетических диаграмм, построенных для каждого из полей. Каждая из приводимых мультисистем состоит из 4 узлов и 13 полей. На диаграмме  $\mu\text{H}_2\text{O}-\mu\text{Na}_2\text{O}$  в связи с малыми различиями в наклонах всех лучей [Ab] узла последний не нанесен. Диаграммы (см. рис. 26) имеют ряд общих особенностей, а именно: на каждой из них присутствуют поля устойчивости граната и биотита, а также поля устойчивости для ассоциаций Аб—Мг и КлП—Эп. Поле устойчивости биотита располагается на диаграммах в области с высокими и умеренными  $\mu\text{MgO}$  и  $\mu\text{H}_2\text{O}$ , выклиниваясь в сторону высоких  $\mu\text{CaO}$ ,  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ , низких и умеренных значений  $\mu\text{O}_2$  (диаграмма не приводится). В условиях малых  $\mu\text{MgO}$ , CaO и высоких  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  биотит, разлагаясь, дает трехминеральную ассоциацию Аб—Эп—Мг. При умеренных  $\mu\text{CaO}$ , MgO, H<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O при разложении Би уже возникает ассоциация Аб—Эп—КлП. При максимальных  $\mu\text{CaO}$ , умеренных  $\mu\text{MgO}$ , H<sub>2</sub>O, O<sub>2</sub> и низких  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  возникает Аб—КлП—Гр за счет разложения Би. Возникает Би при возрастании  $\mu\text{MgO}$ , H<sub>2</sub>O и падении  $\mu\text{CaO}$ , Na<sub>2</sub>O и  $\mu\text{O}_2$ .

Поле устойчивости граната располагается в области значительных и максимальных  $\mu\text{CaO}$ , выклиниваясь в сторону высоких  $\mu\text{MgO}$ , H<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O. Из диаграмм  $\mu\text{H}_2\text{O}-\mu\text{CaO}$  и  $\mu\text{H}_2\text{O}-\mu\text{Na}_2\text{O}$  следует, что поле устойчивости Гр находится в области малых и умеренных  $\mu\text{H}_2\text{O}$  (соответственно высокой и умеренной температуры), а также высоких и умеренных  $\mu\text{O}_2$  (диаграмма не приводится). Безгранатовый узел располагается за пределами поля устойчивости Гр. В условиях малых  $\mu\text{MgO}$ , H<sub>2</sub>O и высоких  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  и  $\mu\text{O}_2$  Гр, разлагаясь, дает ассоциацию Аб—Эп—Мг. При умеренных  $\mu\text{MgO}$ , CaO, H<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O за счет граната возникает трехминеральная ассоциация Аб—Эп—КлП. При высоких  $\mu\text{MgO}$ , H<sub>2</sub>O и низких  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  вместо граната получается ассоциация Аб—Эп—Би. Таким образом, по мере возрастания  $\mu\text{MgO}$  и  $\mu\text{H}_2\text{O}$ , а также понижения  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  и  $\mu\text{O}_2$  при разложении Гр к Аб и Эп вместо Мг присоединяется КлП, а затем вместо КлП присоединяется Би. Гранат возникает при возрастании  $\mu\text{CaO}$  и падении  $\mu\text{H}_2\text{O}$ , Na<sub>2</sub>O и часто  $\mu\text{MgO}$ .

Поле устойчивости двухминерального парагенезиса Аб—Мг располагается в области диаграмм с низкими и умеренными  $\mu\text{MgO}$ , CaO, H<sub>2</sub>O и высокими  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ , выклиниваясь в сторону высоких  $\mu\text{CaO}$ , MgO, H<sub>2</sub>O. Безмагнетитовый и безальбитовый узлы располагаются за пределами поля устойчивости Мг—Аб. Мг и Аб не участвуют в реакциях в пределах 5 полей, соответственно (V—IX) и (VIII—XII), и сразу оба — в пределах 2 полей (VIII—IX). В условиях низких  $\mu\text{MgO}$ , H<sub>2</sub>O и высоких  $\mu\text{CaO}$  ассоциация Аб—Мг становится неустойчивой с образованием ассоциации КлП—Гр. В условиях умеренных  $\mu\text{CaO}$ , H<sub>2</sub>O, MgO — замещается ассоциацией КлП—Эп. При высоких  $\mu\text{MgO}$ , H<sub>2</sub>O и низких  $\mu\text{CaO}$  и  $\mu\text{O}_2$  Аб—Мг замещается ассоциацией КлП—Би. Таким образом, по мере повышения  $\mu\text{H}_2\text{O}$  (понижения температуры) с ассоциацией Аб—Мг происходит те же

изменения, что и при постепенном повышении  $\mu\text{MgO}$  и понижении  $\mu\text{CaO}$  и  $\mu\text{O}_2$ , т. е. с КЛП первоначально устойчив Гр, затем Эп (КЛП—Эп) и затем Би (КЛП—Би). Возникновение этих ассоциаций за счет Аб—Мг происходит во всех случаях при нарастании  $\mu\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{O}_2$  и понижении  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ . Соответственно ассоциация Аб—Мг возникает при понижении в растворах  $\mu\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и возрастании  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ .

Поле устойчивости ассоциации КЛП—Эп представляет собой замкнутый треугольный участок в центральной части диаграмм (поля V—IX) в их области с умеренными  $\mu\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{O}_2$ . В центре поля устойчивости КЛП—Эп размещается [Мг] узел. Таким образом, умеренные  $\mu$  подвижных компонентов (оптимальные их значения) благоприятствуют течению реакций без участия Мг. Часть упомянутого поля перекрывается полями устойчивости Би и Гр. Биминеральный парагенезис КЛП—Эп в условиях высоких  $\mu\text{MgO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и низких  $\mu\text{CaO}$  замещается парагенезисом Би—Мг, в условиях низких  $\mu\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и высоких  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  — парагенезисом Мг—Аб, а при высоких  $\mu\text{CaO}$  и низких  $\mu\text{H}_2\text{O}$  замещается ассоциацией Гр—Мг. Таким образом, при замещении безмагнетитового парагенезиса КЛП—Эп возникает Мг, к которому добавляется либо биотит (при повышении  $\mu\text{MgO}$  и  $\mu\text{H}_2\text{O}$ ), либо альбит (при понижении  $\mu\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и повышении  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ ), либо гранат (при повышении  $\mu\text{CaO}$  и понижении  $\mu\text{H}_2\text{O}$ ), т. е. магнетит начинает участвовать в реакциях при любых отклонениях от оптимальных режимов подвижных компонентов, характер которых будет сказываться лишь на нерудных минералах. Это хорошо можно видеть на приводимых диаграммах (см. рис. 26), которые разбиваются соответственно на 4 участка. Центральный участок (поля V—IX), где Мг нет (в реакциях не участвует), характеризуется оптимальными значениями  $\mu$  подвижных компонентов, неблагоприятными для образования магнетита. Вокруг располагаются участки, где устойчив Мг с Би (поля IV, X, XI), Мг с Гр (поля XI—XIII) и Мг с Аб (поля I—III) и где условия для образования магнетита благоприятны, отклоняясь от умеренных в ту или другую сторону. Наиболее благоприятны области диаграммы с малыми значениями  $\mu\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и высокими  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ , поскольку скарновые ассоциации КЛП—Гр и КЛП—Эп здесь замещаются ассоциацией Аб—Мг, т. е. железо целиком переводится из силикатов в окисную форму. В других участках диаграммы, благоприятных для образования Мг, железо распределяется между Мг и железосодержащими силикатами (биотит, гранат).

Опираясь на диаграммы (см. рис. 26), можно высказать некоторые суждения и по спорному вопросу о месте метасоматических пород существенно альбитового состава («альбититов») и альбитсодержащих метасоматитов относительно магнетитового оруденения, имея в виду известные в литературе указания на случаи их как доскарнового, так и послескарнового развития. Вообще говоря, известна дорудная, сорудная и пострудная албитизация. Из диаграмм следует, что любая последовательность может иметь место и может быть объяснена только за счет изменения  $\mu$  подвижных компонентов. Например, в условиях понижения  $\mu\text{CaO}$  и повышения  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  следует ожидать развития рудоносных альбититов по пироксен-гранатовым и пироксен-эпидотовым скарнам. В условиях понижения  $\mu\text{MgO}$  и  $\mu\text{H}_2\text{O}$  при низких  $\mu\text{CaO}$  и высоких  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  альбититы с магнетитом будут развиваться по пироксен-биотитовым породам. Обратный знак изменения  $\mu$  перечисленных компонентов приведет к развитию пироксеновых метасоматитов с гранатом, эпидотом и биотитом по рудным альбититам. Альбитсодержащие метасоматиты могут быть как с Мг, так и без него. Примером первого случая могут быть метасоматиты из поля устойчивости Аб с Мг. Сюда следует отнести также метасоматиты, отвечающие полям устойчивости Гр с Мг и Би с Мг (поля XIII и IV), где также в реакциях может участвовать Аб. Второй случай иллюстрируют метасоматиты, отвечающие полям V—VII, примыкающим к безмагнетитовому узлу. Метасоматиты



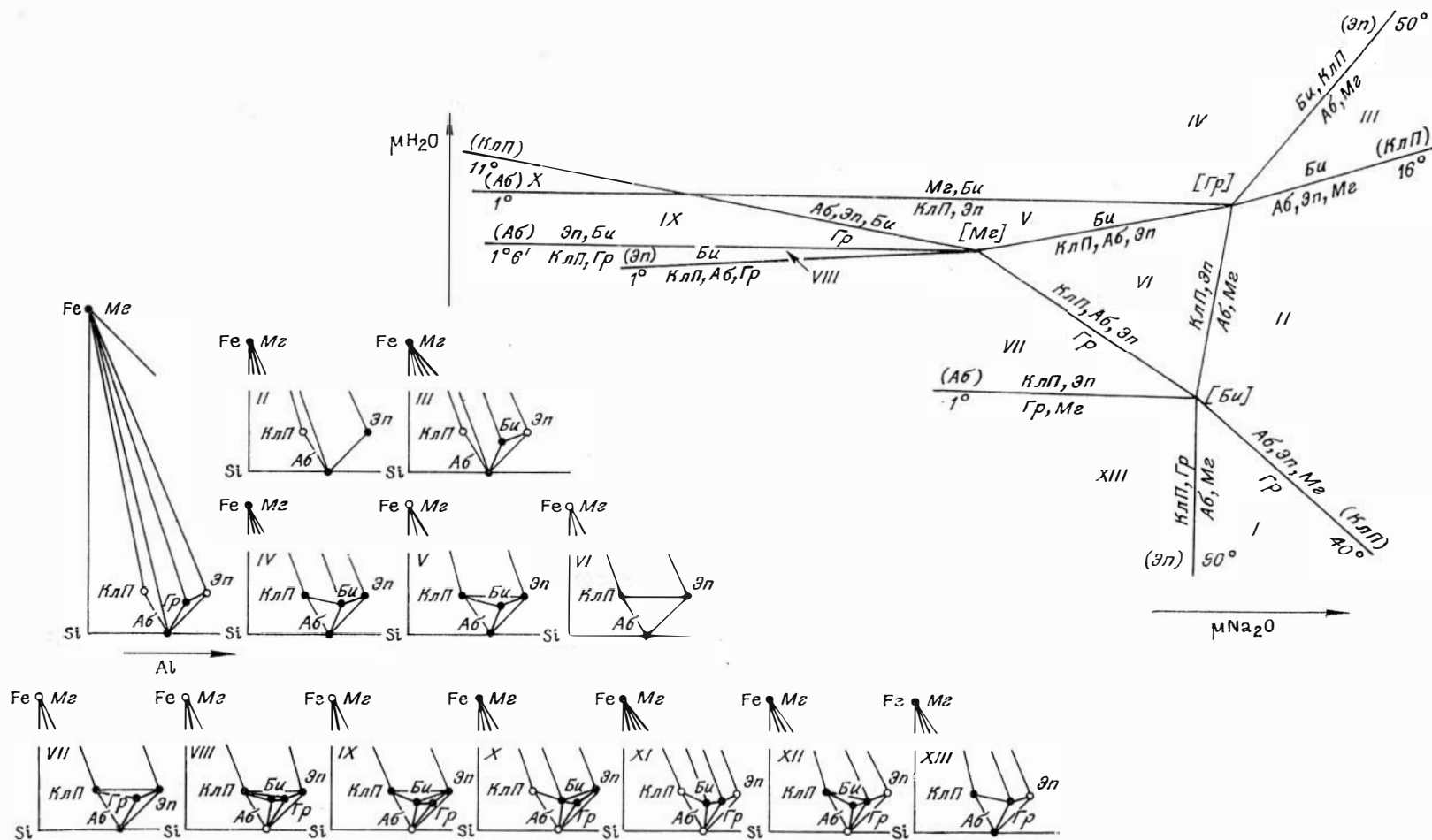


Рис. 26. Мультисистемы  $\mu\text{MgO}-\mu\text{CaO}$ ,  $\mu\text{CaO}-\mu\text{H}_2\text{O}$ ,  $\mu\text{H}_2\text{O}-\mu\text{Na}_2\text{O}$  для среднетемпературной минеральной ассоциации метасоматитов Макусовской интрузии. Объяснения см. в тексте.

без альбита, но с магнетитом, имеют развитие в полях X—XII, примыкающих к безальбитовому узлу. Достаточно распространенным для скарнов случаев может быть отсутствие в них и Аб, и Mg. Этому случаю отвечают поля VIII—IX, примыкающие к [Mg], и к [Ab] узлам.

В конкретно наблюдаемых околорудных альбититах Макуса альбит образуется как в средне-, так и низкотемпературную стадии (в парагенезисе с хлоритом, амфиболом, пренитом, пиритом). Среднетемпературная генерация альбита слагает среди прочих метасоматитов мелкие линзовидные тела безрудных альбититов трещинно-инфильтрационного типа. Эта же генерация присутствует в составе пироксен-гранатовых и пироксен-эпидотовых метасоматитов и в эпидозите как совместно с Mg, так и без него. В то же время среди метасоматитов Макуса отсутствуют альбититы с магнетитом, подобные тем, которые наблюдаются в экзоконтактах дифференцированных рудоносных трапповых интрузий Норильск-I и Талнахской. В последнем случае также четко выделяются две генерации альбита. Одна из них сингенетична магнетиту, а также сульфидам, замещающим магнетит, вторая явно пострудная и слагает крупнозернистые прожилки альбитита, секущие полосчатые рудные альбититы. Альбитизированные кислые гибридные породы типа габбро-диоритов из прикровельных частей рудоносных дифференцированных трапповых интрузий также содержат вкрапленность магнетита, вплоть до образования сидеронитовой структуры в отдельных участках и часто воспринимаются как рудные альбититы.

Подводя итоги, можно говорить, что метасоматиты интрузии Макуса возникали в условиях значительных  $\mu\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и умеренных (до малых)  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ . Как было показано ранее (Васильев, Золотухин, 1970), для процесса их возникновения по мере падения температуры (возрастания  $\mu\text{H}_2\text{O}$ ) характерно понижение в растворах  $\mu\text{CaO}$ ,  $\text{O}_2$  и увеличение  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ . В этих условиях можно ожидать образование за счет скарновой ассоциации Gr—KлП и KлП—Эп ассоциации Аб—Mg. Однако присутствие безрудных альбититов здесь указывает на то, что в данном случае понижение  $\mu\text{CaO}$  и возрастание  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  было недостаточным и образование метасоматитов отвечало условиям для полей устойчивости первоначально Gr—Mg, затем KлП—Эп и далее — Би—Mg. Развитие Би в метасоматитах Макуса предполагает уже высокие  $\mu\text{MgO}$  и  $\mu\text{H}_2\text{O}$  при низких и умеренных  $\mu\text{CaO}$ . Последующее замещение биотита хлоритом могло привести к возникновению хлорит-магнетитовых метасоматитов. Что касается альбититов норильских дифференцированных рудоносных трапповых интрузий, то присутствие здесь рудных альбититов (как в пределах интрузий, так и в экзоконтактах) указывает на более интенсивное снижение в растворах  $\mu\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ; увеличение  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  и образование метасоматитов в условиях низких  $\mu\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ , низких до умеренных  $\mu\text{H}_2\text{O}$  и высоких  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ .

## Г л а в а VI

### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ

К настоящему времени накопился большой петрохимический материал, достаточно полно характеризующий все породы дифференцированных интрузий Имангдинского рудного узла. Обобщенные данные по средним химическим составам дифференциатов интрузий, выделенных петрографическими методами, представлены в табл. 28—32, где помимо количества окислов в вес. % приводятся также результаты расчетов числовых

характеристик А. Н. Заварицкого и нормативных составов по системе  $\text{CJRW}$ . Основные тенденции в изменении химического состава пород по разрезу интрузий особенно хорошо можно видеть на вариационных окисловых диаграммах, представленных на рис. 27—31. На эти же диаграммы нанесены и содержания нормативных минералов по разрезу дифференцированных интрузий. Наиболее четко дифференцированное строение, присущее норильским интрузиям наблюдается в Мантуровском и Имандинском интрузивах, менее четко (в порядке его убывания) в Накохозовском, Хюктинском и Макусовском интрузивах. Все их дифференциаты значительно недосыщены  $\text{SiO}_2$ , хотя небольшие количества нормативного кварца иногда и появляются в верхних дифференциатах. Как правило, возрастают в обе стороны по разрезу интрузий от дифференциатов, обогащенных оливином, характеристики  $a$ ,  $a:c$ , коэффициент фракционирования  $\left( \frac{(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 100}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \right)$  и уменьшаются значения характеристики  $b$ . Эти особенности тесно сопряжены с общей для дифференцированных интрузий тенденцией распределения главных породообразующих окислов и прежде всего магния.

Как можно видеть на обобщенных окисловых профилях (см. рис. 27—29), в обе стороны по разрезу интрузий от нижних дифференциатов, обогащенных оливином, закономерно уменьшается содержание магния, тесно коррелируемое с уменьшением содержания оливинов в породах, и возрастают содержания окислов кальция, кремния, железа, титана, щелочей и алюминия, коррелирующиеся с возрастанием в породах содержания пироксенов, плагиоклаза и окисных рудных минералов. Четко устанавливается приуроченность максимума содержания пироксенов к безоливиновым и оливинсодержащим дифференциатам, а окиси хрома — к породам, обогащенным оливином. В верхней части интрузий (безоливиновые габбро-долериты и габбро-диориты) достаточно четко улавливается корреляция максимумов рудных минералов и  $\text{P}_2\text{O}_5$  с сопряженными максимумами содержаний  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ , т. е. с концентрациями титаномагнетита.

В части познания строения интрузивов еще более интересные результаты, чем обобщенные окисловые профили, дает рассмотрение окисловых профилей по какой-либо одной из скважин, пересекающей ту или иную интрузию. На рис. 32 и 33 два таких профиля представлены для Мантуровского и Накохозовского интрузивов, построенных по результатам химических анализов, приведенных в табл. 33 и 34. На рис. 32 для Мантуровской интрузии с более совершенной дифференциацией можно видеть наряду с крупным максимумом содержания  $\text{MgO}$ , отвечающим пикритовым габбро-долеритам, ряд более мелких максимумов  $\text{MgO}$  в пределах верхних дифференциатов интрузии, сопряженных с соответствующими минимумами содержания  $\text{SiO}_2$ . Обращает на себя внимание сопряженность изменения по разрезу содержаний  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , явно обусловленная вариациями содержаний плагиоклаза. Подобная же прямая корреляция, явно зависящая здесь от изменения содержания титаномагнетита и сопутствующего ему апатита, наблюдается в содержании  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  в верхней части разреза и обратная корреляция  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — в нижней части разреза обусловленная, по-видимому, неодинаковой по разрезу степенью окисления железа в силикатах. Интересно отметить приуроченность максимумов содержания в породах хрома, никеля и серы к пикритовым габбро-долеритам. В то же время следует подчеркнуть, что многочисленные максимумы содержания серы (валовой) в остальных породах разреза сопровождаются сопряженными максимумами лишь  $\text{FeO}$ , никель же здесь уже, очевидно, находится в силикатной форме. Следует также отметить неравномерную измененность пород по разрезу интрузии, фиксируемую вариациями величины потери при прокаливании.



## Мантуровская интрузия

Средние химические составы дифференциатов и интрузии

№ п/п	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. п. п.	Сумма	S	Ni	Колич. анализов
1	Г <sub>внтр</sub>	46,13	1,26	15,78	4,32	7,13	6,94	0,26	9,64	2,66	2,16	0,02	0,14	3,28	99,72	—	—	2
2	Г <sub>о(верх)</sub>	46,91	1,33	14,53	3,83	6,74	8,65	0,18	10,84	2,20	1,45	0,06	0,22	2,92	99,86	0,19	0,009	9
3	F	46,69	0,66	17,50	2,60	6,10	7,26	0,17	10,48	2,32	2,07	0,01	0,14	4,04	100,03	0,17	0,02	4
4	Г <sub>д</sub> и Г <sub>бо</sub>	49,34	1,48	13,75	5,24	7,88	5,48	0,22	8,79	3,54	1,77	0,016	0,22	2,50	100,23	0,20	0,008	14
5	Г <sub>ос</sub>	49,36	1,02	14,62	3,35	7,02	6,48	0,17	12,95	2,40	0,63	0,04	0,14	2,04	100,22	0,14	0,01	4
6	Г <sub>о</sub>	47,29	0,82	17,04	2,52	7,71	9,03	0,15	11,20	1,82	0,60	0,046	0,14	1,87	100,24	0,09	0,017	10
7	Г <sub>п</sub>	42,47	0,69	9,23	3,22	10,46	21,06	0,21	7,0	1,25	0,40	0,38	0,11	3,28	99,76	0,18	—	24
8	Г <sub>т</sub>	45,60	0,85	15,16	2,69	8,89	12,07	0,15	9,75	1,71	0,63	0,07	0,10	2,51	100,18	0,33	—	5
9	Г <sub>к</sub>	45,07	0,98	13,76	3,73	6,50	11,22	0,16	12,36	1,38	0,90	0,02	0,11	3,68	99,85	0,32	0,017	2
10	Г <sub>ср</sub>	46,59	0,98	14,44	3,40	7,66	10,16	0,17	10,42	2,07	1,05	0,08	0,14	2,85	100,01	0,20	0,03	72

Характеристики А. Н. Заварицкого и другие

№ п/п	Порода	a	c	b	S	f'	m'	e'	n	t	ψ	Q	a:c	К. ф.	Щ-к	Щ-к Кр
1	Г <sub>внтр</sub>	9,3	6,3	28,9	55,4	38,3	41,7	20,0	66,6	2,0	13,2	-14,0	1,47	62,0	891	1,16
2	Г <sub>о(верх)</sub>	6,9	6,3	31,7	55,1	31,4	46,5	22,0	70,0	2,1	10,4	-9,9	1,09	55,2	914	1,17
3	F	8,5	8,1	26,8	56,5	31,8	48,4	19,8	62,7	1,1	8,5	-12,0	1,04	54,3	903	1,16
4	Г <sub>д</sub> и Г <sub>бо</sub>	10,2	4,0	28,2	57,4	43,4	32,9	23,7	74,7	2,3	15,9	-9,4	2,54	70,6	878	1,07
5	Г <sub>ос</sub>	6,2	6,7	29,8	57,2	32,4	37,0	30,6	86,6	1,6	9,6	-4,6	0,92	62,0	925	1,12

6	Г <sub>о</sub>	4,9	9,2	30,2	55,7	32,6	51,7	15,7	83,0	1,2	7,4	-7,6	0,53	52,9	940	1,19
7	Г <sub>п</sub>	3,0	4,1	48,1	44,9	24,4	68,0	7,7	83,5	1,3	5,2	-20,4	0,73	39,5	949	1,34
8	Г <sub>т</sub>	4,5	7,8	35,3	52,4	30,8	57,8	11,3	82,0	1,3	6,5	-12,0	0,58	49,1	940	1,29
9	Г <sub>к</sub>	4,5	7,0	36,5	52,0	25,8	52,0	19,1	69,7	1,6	8,6	-12,0	0,64	47,8	941	1,25
10	Г <sub>ср</sub>	6,1	6,5	33,6	53,7	30,6	51,3	18,0	75,5	1,5	8,5	-11,2	0,94	54,8	921	1,19

Нормативные минеральные составы (вес. %)

№ п/п	Порода	il	cm	pr	mt	ap	or	ab	an	di			hy		ol		Q	ne
										wo	en	fs	en	fs	fo	fa		
1	Г <sub>витр</sub>	2,4	—	0,6	6,2	0,3	12,2	20,4	25,3	9,3	6,0	2,6	—	—	7,8	4,8	—	1,4
2	Г <sub>о</sub> (верх)	2,6	—	0,4	5,6	0,3	8,3	18,3	25,6	11,7	8,1	2,6	2,1	0,7	7,8	2,7	—	—
3	F	1,4	—	0,6	3,7	0,3	12,2	15,2	31,4	8,6	5,6	2,4	—	—	8,8	2,8	—	2,3
4	Г <sub>д</sub> п Г <sub>бо</sub>	2,9	—	0,6	7,6	0,3	10,6	29,4	16,4	11,4	6,9	3,8	1,3	0,8	3,8	1,5	—	—
5	Г <sub>ос</sub>	2,0	—	0,4	4,9	0,3	3,3	20,4	27,3	15,4	9,8	4,6	6,5	3,3	—	—	—	—
6	Г <sub>о</sub>	1,5	—	0,2	3,7	0,3	3,3	15,2	36,7	7,9	5,0	2,4	8,8	4,1	6,1	3,1	—	—
7	Г <sub>п</sub>	1,4	0,66	0,5	4,6	0,3	2,2	10,5	18,4	5,8	4,1	1,2	6,3	1,8	29,4	9,4	—	—
8	Г <sub>т</sub>	1,5	—	0,9	3,9	0,3	3,3	14,2	32,0	6,5	4,3	1,7	7,7	3,2	12,7	5,7	—	—
9	Г <sub>к</sub>	1,8	—	1,0	5,3	0,3	5,6	12,1	28,4	13,8	10,1	2,4	1,0	0,3	11,7	3,1	—	—
10	Г <sub>ср</sub>	1,8	0,2	0,6	4,8	0,3	6,1	17,8	26,7	10,0	6,7	2,5	3,5	1,3	10,6	4,3	—	—

Примечание. 1. Химанализы, используемые для подсчетов средних, приводимых в табл. 28—32, имеются у Н. Ф. Щедрина, 1973 г.; В. К. Степанова, Д. М. Туровцева, 1973; Г. Д. Маслова, 1958 г.; В. В. Золотухина, 1973; Е. В. Тугановой, 1960. 2. К. ф.—коэффициент фракционирования (отношения вес. %); Ц-к и Ц-к—по А. М. Вилевскому (1970).

## Имагдинская интрузия

Средние химические составы дифференциатов и интрузии

№ п/п	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. п. п.	Сумма	S	Ni	Кол-ч. анализов
11	F	46,30	0,73	19,92	2,46	6,41	6,30	0,11	11,27	1,77	1,38	0,025	0,090	3,25	99,41	0,26	0,01	9
12	Г <sub>д</sub>	49,39	0,93	16,78	1,79	10,24	6,72	0,14	13,42	1,96	0,59	—	0,46	1,46	103,58	—	—	3
13	Г <sub>бo</sub> и Г <sub>oc</sub>	47,13	1,30	15,47	2,66	9,41	7,51	0,18	11,46	2,42	0,52	0,04	0,46	1,97	99,63	0,19	0,01	9
14	Г <sub>o</sub>	46,31	0,91	16,92	2,48	7,51	9,42	0,13	12,24	1,85	0,29	0,05	0,40	1,89	99,80	0,43	0,02	5
15	Г <sub>п</sub>	42,23	0,73	10,66	2,52	10,51	20,26	0,18	7,07	1,00	0,33	0,77	0,09	3,52	99,87	0,53	—	7
16	Г <sub>т</sub>	47,85	1,12	16,08	2,57	8,48	7,19	0,14	10,17	1,82	1,89	0,04	0,41	2,50	99,96	0,47	—	5
17	Г <sub>к</sub>	47,66	0,91	16,95	3,65	6,82	7,76	0,12	11,73	2,25	0,55	0,11	0,087	1,45	100,05	0,46	0,02	1
18	Г <sub>ср</sub>	46,69	0,95	16,11	2,54	8,39	9,26	0,14	11,05	1,82	0,79	0,11	0,41	2,29	100,29	0,20	0,03	39

## Характеристики А. Н. Заварицкого и другие

№ п/п	Порода	a	c	b	S	f'	m'	c'	n	t	φ	Q	α:σ	К. ф.	П(к)	$\frac{П-к}{Кр}$
11	F	6,4	11,3	23,9	58,4	35,7	48,9	15,3	65,1	1,1	8,8	-7,3	0,56	56,8	928	1,20
12	Г <sub>д</sub>	5,5	9,2	24,9	60,4	48,2	48,2	3,5	84,2	1,4	6,4	+0,6	0,60	64,3	938	1,14
13	Г <sub>бo</sub> и Г <sub>oc</sub>	5,6	7,8	30,8	55,7	37,1	42,0	20,8	87,5	2,0	7,7	-7,5	0,72	61,2	932	1,19
14	Г <sub>o</sub>	4,6	9,3	31,3	54,8	32,0	50,5	12,0	91,0	1,4	7,1	-8,9	0,49	52,7	944	1,22

15	Г <sub>н</sub>	2,4	5,5	46,4	45,6	25,0	69,5	5,7	84,0	1,3	4,4	-19,0	0,44	39,0	962	1,38
16	Г <sub>т</sub>	6,9	7,7	28,4	57,0	37,6	44,3	18,0	59,1	1,7	7,9	-7,5	0,94	60,4	918	1,15
17	Г <sub>к</sub>	5,7	8,9	29,3	56,1	33,9	46,1	20,1	87,8	1,4	1,1	-8,1	0,64	57,5	932	1,17
18	Г <sub>сп</sub>	5,3	8,3	31,7	54,7	33,0	52,4	16,8	76,5	1,5	7,0	-9,5	0,64	54,0	939	1,21

*Нормативные минеральные составы (в вес. %)*

№ п/п	Порода	il	cm	pr	mt	ap	or	ab	an	di			hy		ol		Q
										wo	en	fs	en	fs	fo	fa	
11	F	1,4	—	0,1	3,0	0,3	8,3	14,7	42,3	5,7	3,6	1,7	5,0	2,4	4,9	2,8	—
12	Г <sub>д</sub>	1,8	—	—	2,5	0,3	3,3	16,8	34,2	13,5	6,7	6,5	3,7	3,6	4,4	4,5	—
13	Г <sub>бо</sub> и Г <sub>оо</sub>	2,4	—	0,06	3,9	0,3	2,8	18,3	31,1	10,7	6,1	4,1	5,5	3,7	4,9	3,3	—
14	Г <sub>о</sub>	1,7	—	0,04	3,7	0,3	1,7	15,7	37,0	9,9	6,4	2,8	4,3	1,8	8,4	4,1	—
15	Г <sub>н</sub>	1,4	1,2	1,4	3,7	0,3	1,7	8,4	23,9	2,7	1,9	0,5	12,0	3,8	25,5	8,5	—
16	Г <sub>т</sub>	2,1	—	0,06	3,7	0,3	11,1	15,2	30,3	8,5	4,9	3,2	5,7	3,6	5,1	3,5	—
17	Г <sub>к</sub>	1,7	0,2	0,05	5,3	0,3	2,8	18,9	34,8	9,3	6,2	2,5	7,8	3,2	3,7	1,6	—
18	Г <sub>сп</sub>	1,8	0,2	0,06	3,7	0,3	5,0	15,2	33,4	8,6	5,4	2,6	5,9	2,9	8,3	4,5	—

## Накоховская интрузия

Средние химические составы дифференциатов и интрузии

№ п/п	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма	σ	Ni	Колич. анализов
19	Г <sub>о</sub> (верх)	47,20	1,19	15,82	3,36	8,41	7,41	0,18	8,59	2,28	1,26	0,19	0,036	3,12	100,05	0,16	0,04	7
20	Г <sub>д</sub>	49,52	2,14	13,26	5,83	9,59	3,58	0,17	8,53	3,59	0,78	0,24	0,089	2,75	99,98	0,22	—	5
21	Г <sub>д</sub> и Г <sub>бо</sub>	48,22	1,25	14,90	3,98	8,45	6,80	0,18	9,33	2,69	1,36	0,16	0,044	2,75	100,11	0,15	0,016	16
22	Г <sub>бо</sub>	48,72	2,42	12,88	3,62	13,25	4,18	0,28	9,28	2,46	1,15	1,02	0,001	1,82	101,08	0,18	0,11	2
23	Г <sub>ос</sub> с кварцем	49,74	1,33	14,31	3,91	8,72	6,00	0,22	11,18	2,27	0,72	0,16	—	1,67	100,23	0,11	0,03	6
24	Г <sub>ос</sub>	48,26	1,17	15,46	3,18	8,41	7,03	0,22	11,24	2,17	0,64	0,15	0,046	1,52	99,50	0,18	0,02	7
25	Г <sub>о</sub>	47,19	0,94	16,41	2,90	8,08	8,60	0,18	9,73	1,99	1,22	0,11	0,06	2,70	100,11	0,15	0,023	14
26	Г <sub>тр</sub> , Г <sub>п</sub>	44,15	0,82	13,44	3,60	9,43	15,08	0,22	8,32	1,26	0,56	0,09	0,09	2,73	99,79	0,53	—	9
27	Г <sub>т</sub>	45,04	0,78	13,84	3,24	9,22	13,69	0,20	8,43	1,43	0,91	0,09	—	2,79	99,66	0,29	—	1
28	Г <sub>к</sub>	46,59	1,01	15,58	3,70	8,26	9,56	0,21	7,97	2,15	1,59	0,11	0,03	3,37	100,10	0,10	0,03	3
29	Г <sub>ср</sub>	47,50	1,26	14,85	3,53	9,12	8,08	0,21	9,45	2,15	1,16	0,24	0,05	2,46	100,06	0,23	0,05	59

Характеристики А. Н. Заварицкого и другие

№ п/п	Порода	a	c	b	S	f'	m'	c'	n	t	φ	Q	a:c	К. ф.	Щ-к	Щ-к Кр
19	Г <sub>о</sub> (верх)	7,3	7,4	28,1	57,1	41,1	46,4	12,4	72,6	1,8	10,7	—7,7	0,99	61,5	916	1,16
20	Г <sub>д</sub>	9,3	4,1	27,1	59,6	54,0	23,1	23,1	86,6	3,2	18,6	—3,6	2,27	81,3	893	1,08
21	Г <sub>д</sub> и Г <sub>бо</sub>	8,2	6,0	28,9	56,6	40,7	40,4	18,9	74,6	1,8	12,0	—8,9	1,36	64,7	902	1,12
22	Г <sub>бо</sub>	7,2	5,1	29,7	58,1	54,5	24,2	21,4	76,7	3,5	10,7	—3,4	1,41	80,5	911	1,12

23	Г <sub>оcс</sub> кварцем	6,0	6,6	29,2	58,0	40,5	35,1	24,5	84,0	1,9	11,3	-2,4	0,91	67,9	926	1,12
24	Г <sub>оc</sub>	5,7	7,7	29,5	57,0	37,7	41,2	21,0	85,5	1,8	9,4	-5,0	0,74	62,4	931	1,16
25	Г <sub>б</sub>	6,3	8,1	29,6	56,0	36,0	50,5	13,5	69,0	1,5	8,5	-8,7	0,78	57,0	925	1,18
26	Г <sub>тp</sub> , Г <sub>п</sub>	3,6	7,0	39,8	49,6	30,2	62,6	7,4	77,8	1,3	7,7	-15,0	0,51	46,4	950	1,17
27	Г <sub>т</sub>	4,4	6,9	37,6	51,1	30,6	60,8	8,6	69,7	1,3	7,1	-13,5	0,64	47,6	940	1,25
28	Г <sub>к</sub>	7,1	7,1	30,8	54,7	37,1	53,6	9,2	66,6	1,6	10,4	-11,6	1,0	55,8	914	1,13
29	Г <sub>сp</sub>	6,5	6,8	30,7	55,8	39,2	45,0	15,7	72,3	1,9	9,9	-8,0	0,95	61,2	920	1,16

Нормативные минеральные составы (в вес. %)

№ п/п	Порода	il	cm	pr	mt	ap	or	ab	an	di			hy		ol		Q
										wo	en	fs	en	fs	fo	fa	
19	Г <sub>о</sub> (верх)	2,3	—	0,5	4,9	0,3	7,8	19,4	28,9	5,3	3,2	1,8	9,9	5,7	3,7	2,3	—
20	Г <sub>д</sub>	4,1	—	0,7	8,3	0,3	5,0	30,4	17,5	10,1	4,9	5,0	4,0	4,1	—	—	3,1
21	Г <sub>д</sub> и Г <sub>бo</sub>	2,3	—	0,5	5,8	0,3	8,3	23,1	24,2	8,8	5,2	3,2	5,2	3,2	4,5	2,1	—
22	Г <sub>бo</sub>	4,5	—	0,6	5,3	2,3	6,7	21,0	20,6	8,3	3,1	5,3	7,3	12,1	—	—	2,0
23	Г <sub>оcс</sub> кварцем	2,4	—	0,3	5,6	0,3	3,9	19,4	26,7	11,7	6,5	4,7	8,4	6,1	—	—	2,4
24	Г <sub>оc</sub>	2,3	—	0,6	4,6	0,3	3,3	18,3	30,9	10,0	5,9	3,6	10,7	6,6	0,7	0,3	—
25	Г <sub>о</sub>	1,8	—	0,5	4,2	0,3	7,2	16,8	32,3	6,3	3,9	2,0	7,9	4,1	6,7	2,6	—
26	Г <sub>тp</sub> , Г <sub>п</sub>	1,5	0,2	1,6	5,3	0,3	3,3	11,0	29,2	4,6	3,2	1,1	11,2	3,6	16,2	3,9	—
27	Г <sub>т</sub>	1,5	—	0,9	4,6	0,3	5,6	12,1	28,4	5,2	3,5	1,3	9,7	3,7	14,6	4,1	—
28	Г <sub>к</sub>	2,0	—	0,3	5,3	0,3	9,5	17,8	28,4	4,4	2,8	1,3	7,6	3,3	9,3	4,5	—
29	Г <sub>сp</sub>	2,4	—	0,7	5,1	0,7	7,2	17,8	27,3	7,4	4,4	2,6	10,1	5,9	3,8	2,4	—

## Интрузия Хюкта

Средние химические составы дифференциатов и интрузии

№ п/п	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	П. п. н.	Сумма	S	Ni	Кол-во анализов
30	Г <sup>о</sup> (верх)	47,77	1,41	14,52	3,10	9,73	6,82	0,23	9,43	2,34	1,10	0,15	—	3,11	99,71	0,13	0,005	4
31	Г <sup>д</sup>	48,16	1,65	14,04	2,80	8,99	6,42	0,24	11,63	2,14	1,32	0,14	0,03	2,58	100,11	0,11	0,016	6
32	Г <sup>о</sup> <sub>с</sub>	48,71	1,56	14,97	3,25	9,45	5,50	0,21	10,66	2,46	0,78	0,17	0,03	2,42	100,17	0,16	0,02	12
33	Г <sup>о</sup>	47,43	1,19	14,88	2,57	9,86	9,73	0,20	9,46	2,05	0,83	0,13	0,026	1,99	100,05	0,07	0,02	5
34	Г <sup>т</sup>	48,98	1,62	14,96	3,58	9,23	5,07	0,21	10,73	2,50	0,79	0,18	0,02	2,22	100,07	0,14	0,014	8
35	Г <sup>к</sup>	47,00	1,30	15,33	2,28	10,08	8,70	0,26	10,09	2,22	0,75	0,14	0,22	2,47	100,23	0,10	0,027	1
36	Г <sup>к</sup> <sub>ср</sub>	47,95	1,45	14,78	2,93	9,55	7,04	0,22	10,33	2,28	0,93	0,15	0,05	2,46	100,12	0,12	0,02	36

Характеристики А. Н. Заварицкого и другие

№ п/п	Порода	a	c	b	S	f'	m'	c'	n	t	φ	Q	a:c	К. ф.	Щ-К	Щ-К Кр
30	Г <sup>о</sup> (верх)	6,5	6,7	29,7	57,5	41,9	40,2	17,8	80,5	2,2	9,0	-5,1	0,97	65,5	915	1,15
31	Г <sup>д</sup>	6,6	6,1	30,4	56,9	36,8	36,2	27,0	70,9	2,4	7,8	-5,5	1,08	65,0	918	1,14
32	Г <sup>о</sup> <sub>с</sub>	6,9	6,9	28,2	58,2	43,2	33,7	22,8	81,6	2,4	9,9	-4,5	1,0	69,9	920	1,13
33	Г <sup>о</sup>	5,7	7,2	32,6	54,5	35,9	50,5	13,5	78,9	1,9	6,7	-9,6	0,79	56,2	928	1,18
34	Г <sup>т</sup>	6,9	6,9	27,8	58,6	44,6	31,6	23,7	81,8	2,4	11,6	-3,7	1,0	71,6	919	1,13
35	Г <sup>к</sup>	5,8	7,3	31,7	54,9	37,3	46,9	15,8	81,3	2,0	6,1	-4,8	0,79	59,0	925	1,18
36	Г <sup>к</sup> <sub>ср</sub>	6,5	6,8	30,0	56,6	39,6	40,3	19,8	78,9	2,2	8,3	-6,5	0,96	64,0	926	1,16

Нормативные минеральные составы (в вес. %)

№ п/п	Порода	il	cm	pr	mt	ap	or	ab	an	di			hy		ol		Q
										wo	en	fs	en	fs	fo	fa	
30	Г <sup>о</sup> (верх)	2,7	—	0,3	4,4	0,3	6,7	19,4	25,9	8,4	4,6	3,4	9,3	7,3	2,1	1,8	—
31	Г <sup>д</sup>	3,0	—	0,3	3,9	0,3	7,8	17,8	21,8	13,5	7,4	5,5	5,0	3,7	2,4	1,9	—
32	Г <sup>о</sup> <sub>с</sub>	3,0	—	0,5	4,6	0,3	5,0	21,0	27,3	10,3	5,4	4,6	8,3	7,3	—	—	0,3
33	Г <sup>о</sup>	2,3	—	0,2	3,7	0,3	5,0	17,3	28,9	7,2	4,3	2,5	7,9	4,6	8,4	3,8	—
34	Г <sup>т</sup>	3,0	—	0,4	4,6	0,3	5,0	21,0	27,3	10,6	5,3	5,0	7,2	6,7	—	—	1,3
35	Г <sup>к</sup>	2,4	0,2	0,3	3,2	0,3	4,4	18,3	29,8	8,1	4,6	3,2	5,6	3,8	7,9	4,2	—
36	Г <sup>к</sup> <sub>ср</sub>	2,7	—	0,4	4,2	0,3	5,6	19,4	24,3	9,6	5,3	4,0	7,6	5,5	3,2	2,6	—

## Макусовская интрузия

Средние химические составы дифференциатов и интрузии

№ п/п	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	П. п. п.	Сумма	S	Ni	Колич. анализа
37	Г <sup>д</sup>	50,06	2,14	12,36	8,42	9,42	3,36	0,27	6,30	4,54	1,28	0,34	0,042	1,45	99,98	0,44	0,036	2
38	Г <sup>д</sup> <sub>интгр</sub>	48,06	1,52	15,26	4,04	8,88	6,35	0,24	10,79	2,28	0,61	0,15	0,027	1,66	99,87	0,09	—	2
39	Г <sup>бо</sup>	47,04	2,24	12,74	6,27	11,30	5,70	0,31	8,83	2,50	0,95	0,26	—	1,93	100,07	0,40	0,02	1
40	Г <sup>бо</sup> и Г <sup>ос</sup>	46,93	1,14	15,44	3,86	7,70	7,87	0,18	10,19	2,41	1,31	0,13	0,06	2,68	99,90	0,14	0,018	12
41	Г <sup>о</sup>	48,40	0,83	15,47	2,97	7,54	9,05	0,16	11,62	1,92	0,61	0,12	—	1,97	100,67	0,06	0,016	2
42	Г <sup>сп</sup>	47,60	1,43	14,72	4,28	8,85	7,24	0,22	10,36	2,28	0,87	0,16	0,02	2,06	100,09	0,28	0,01	13

## Характеристики А. Н. Заварицкого и другие

№ п/п	Порода	a	c	b	S	f	m'	c'	n	t	φ	Q	a:c	К.ф.	Щ-к	Щ-к/Кр
37	Г <sup>д</sup>	11,8	2,4	27,3	58,5	59,7	20,9	19,1	84,1	3,1	26,4	-9,0	4,93	84,1	861	1,03
38	Г <sup>д</sup> <sub>интгр</sub>	6,0	7,5	29,3	57,2	42,1	37,4	25,4	86,3	2,3	11,9	-5,1	0,80	67,1	929	1,16
39	Г <sup>бо</sup>	6,9	5,2	31,9	56,0	51,6	30,4	17,7	80,0	3,4	16,9	-7,0	1,32	75,5	912	1,16
40	Г <sup>бо</sup> и Г <sup>ос</sup>	7,4	6,8	30,5	55,4	36,2	44,7	19,2	73,6	1,7	11,0	-10,9	1,09	59,5	911	1,16
41	Г <sup>о</sup>	5,0	7,9	31,4	55,7	31,2	48,6	20,0	83,8	1,2	8,2	-6,5	0,64	53,8	936	1,16
42	Г <sup>сп</sup>	6,5	6,7	30,8	56,1	39,9	40,3	19,7	78,9	2,2	12,1	-7,6	0,97	64,3	920	1,16

## Нормативные минеральные составы (в вес. %)

№ п/п	Порода	il	cm	pl	ml	ap	or	ab	an	di			hy		ol		Q
										wo	en	fs	en	fs	fo	fa	
37	Г <sup>д</sup>	4,1	—	1,4	12,3	0,7	7,8	38,3	9,7	8,2	4,5	3,4	3,9	2,9	—	—	2,3
38	Г <sup>д</sup> <sub>интгр</sub>	2,9	—	4,7	5,8	0,3	3,3	19,4	29,8	9,6	6,1	2,9	9,6	4,7	—	—	1,8
39	Г <sup>бо</sup>	4,2	—	1,2	9,0	0,7	5,6	21,0	20,9	8,8	4,7	3,8	9,4	7,8	—	—	1,7
40	Г <sup>бо</sup> и Г <sup>ос</sup>	2,1	—	—	5,6	0,3	7,8	20,5	27,3	9,4	6,0	2,8	1,8	0,9	8,3	4,3	—
41	Г <sup>о</sup>	1,5	—	—	4,4	0,3	3,3	16,2	32,0	10,3	6,7	2,9	10,5	4,6	3,8	1,8	—
42	Г <sup>сп</sup>	2,7	—	0,1	6,3	0,3	5,6	19,4	27,0	9,9	6,0	3,3	8,8	4,7	2,3	1,4	—



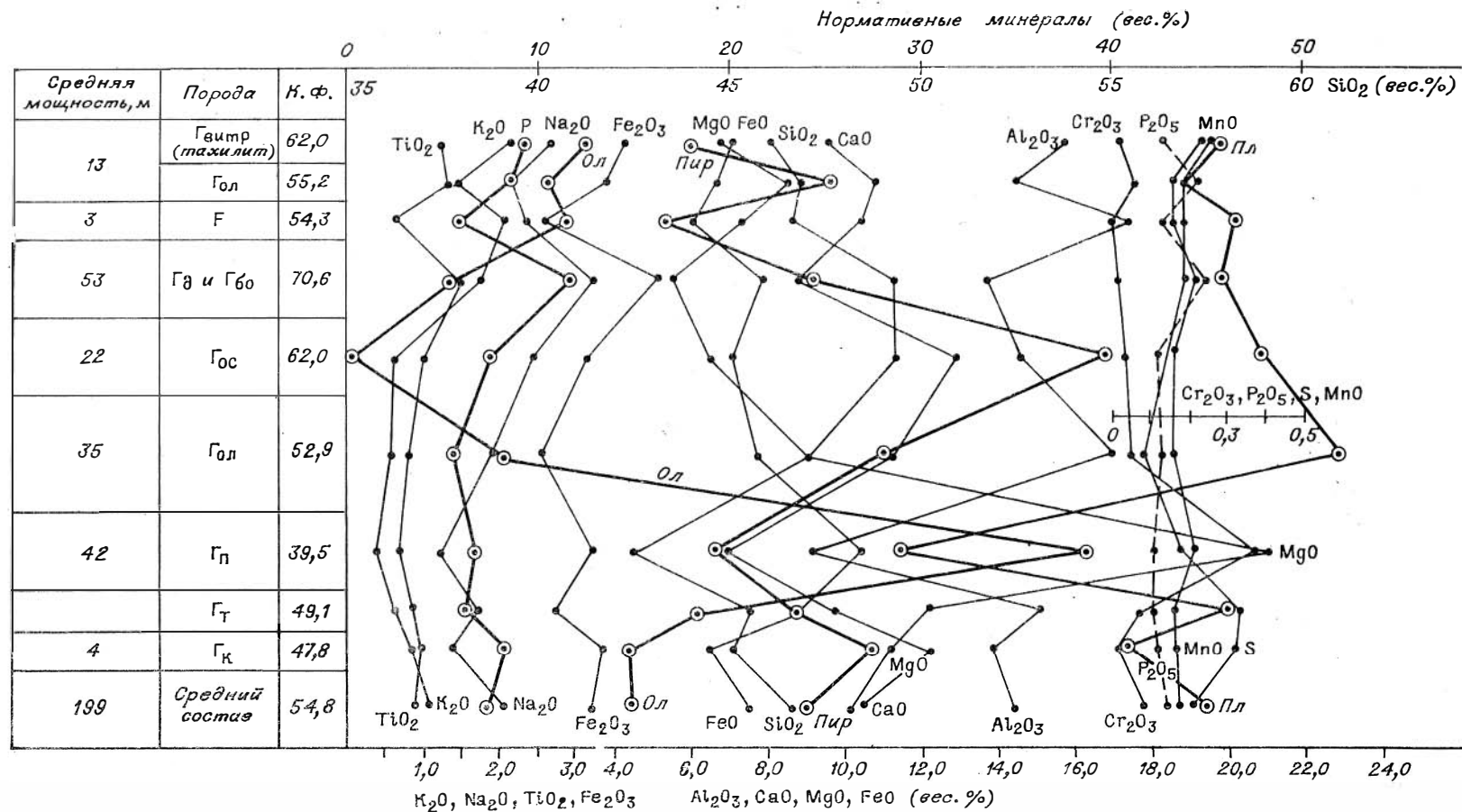


Рис. 27. Обобщенные вариационные диаграммы состава по разрезу Мантуровской интрузии (Пл — плагиоклаз, Пир — пироксен, Ол — оливин, Р — сумма рудных; остальные сокращения см. в примечании к табл. 16).

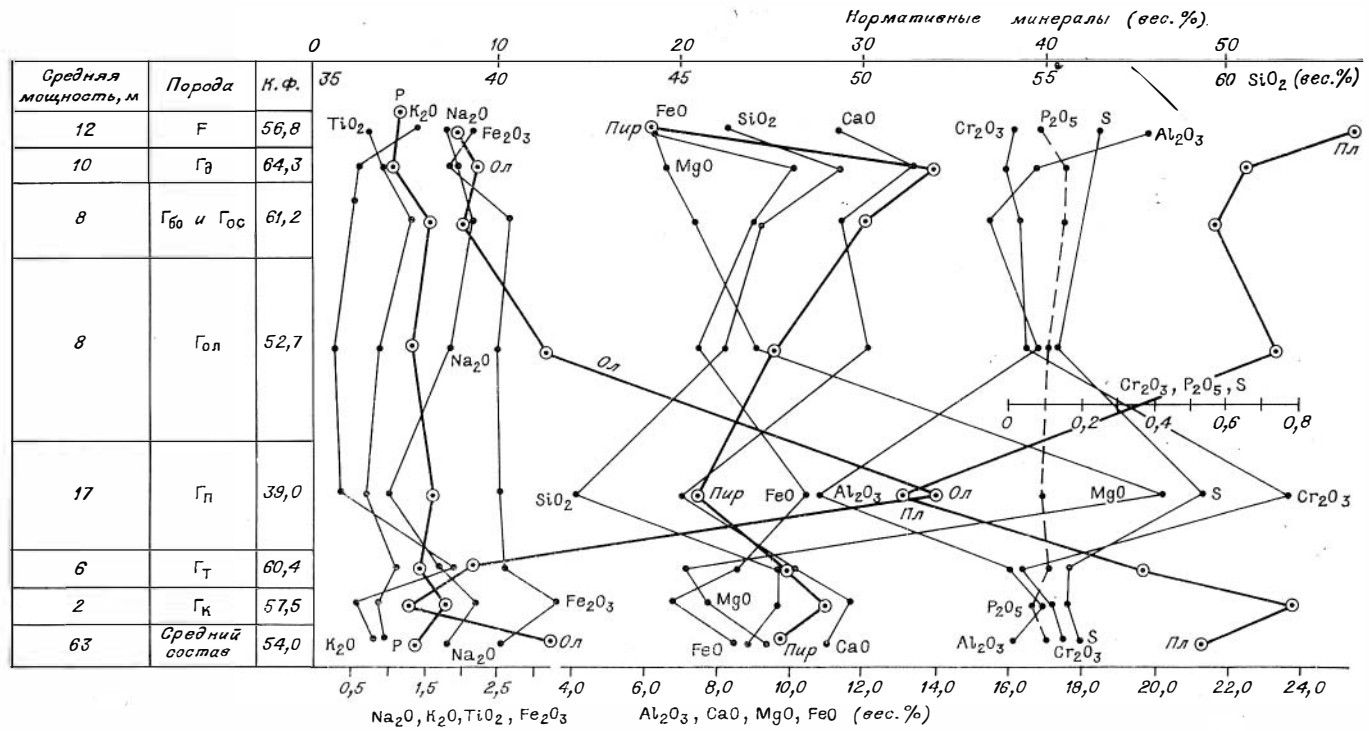


Рис. 28. Обобщенные вариационные диаграммы состава по разрезу Имандинской интрузии.

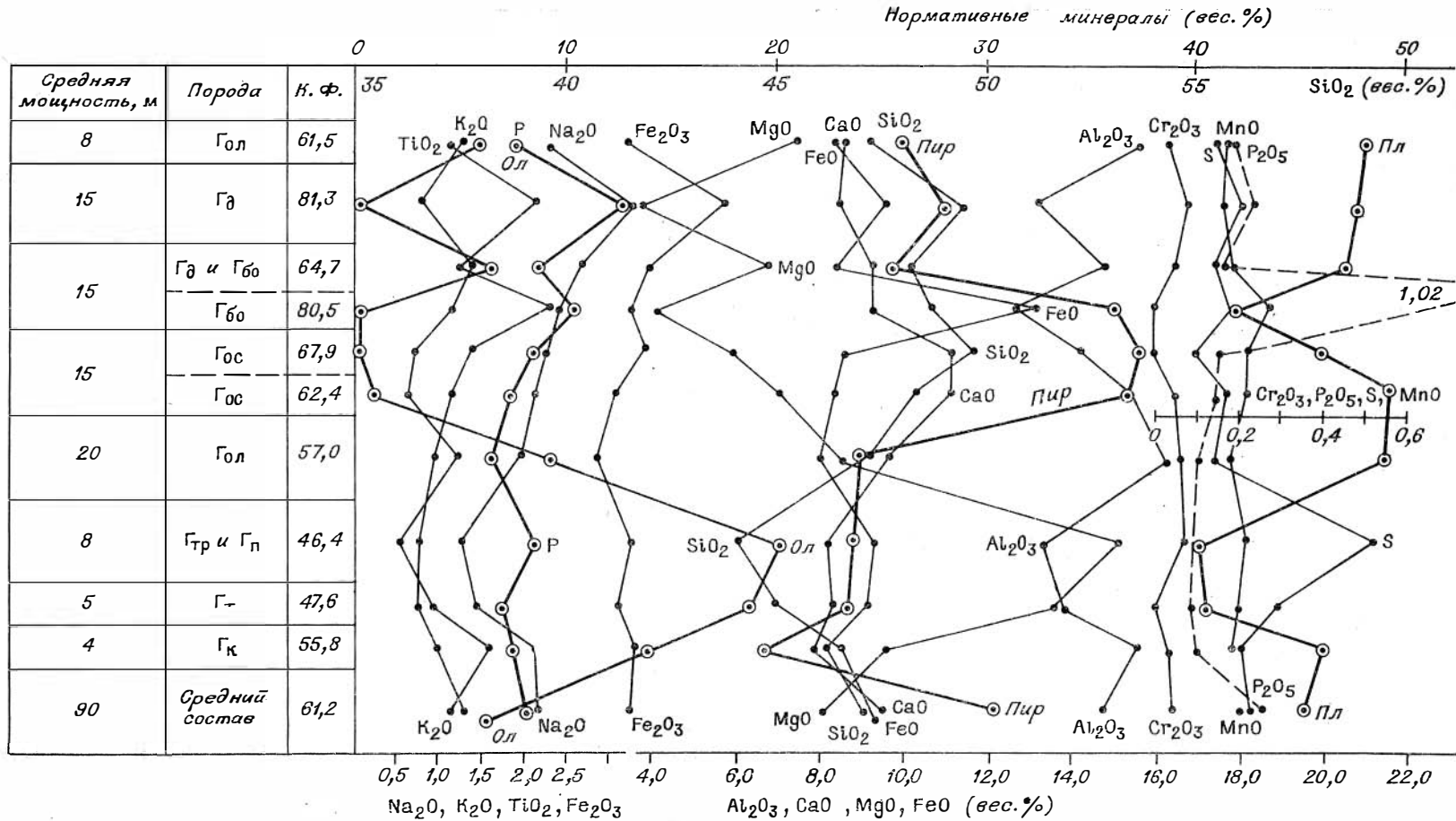


Рис. 29. Обобщенные вариационные диаграммы состава по разрезу Накоховской интрузии.

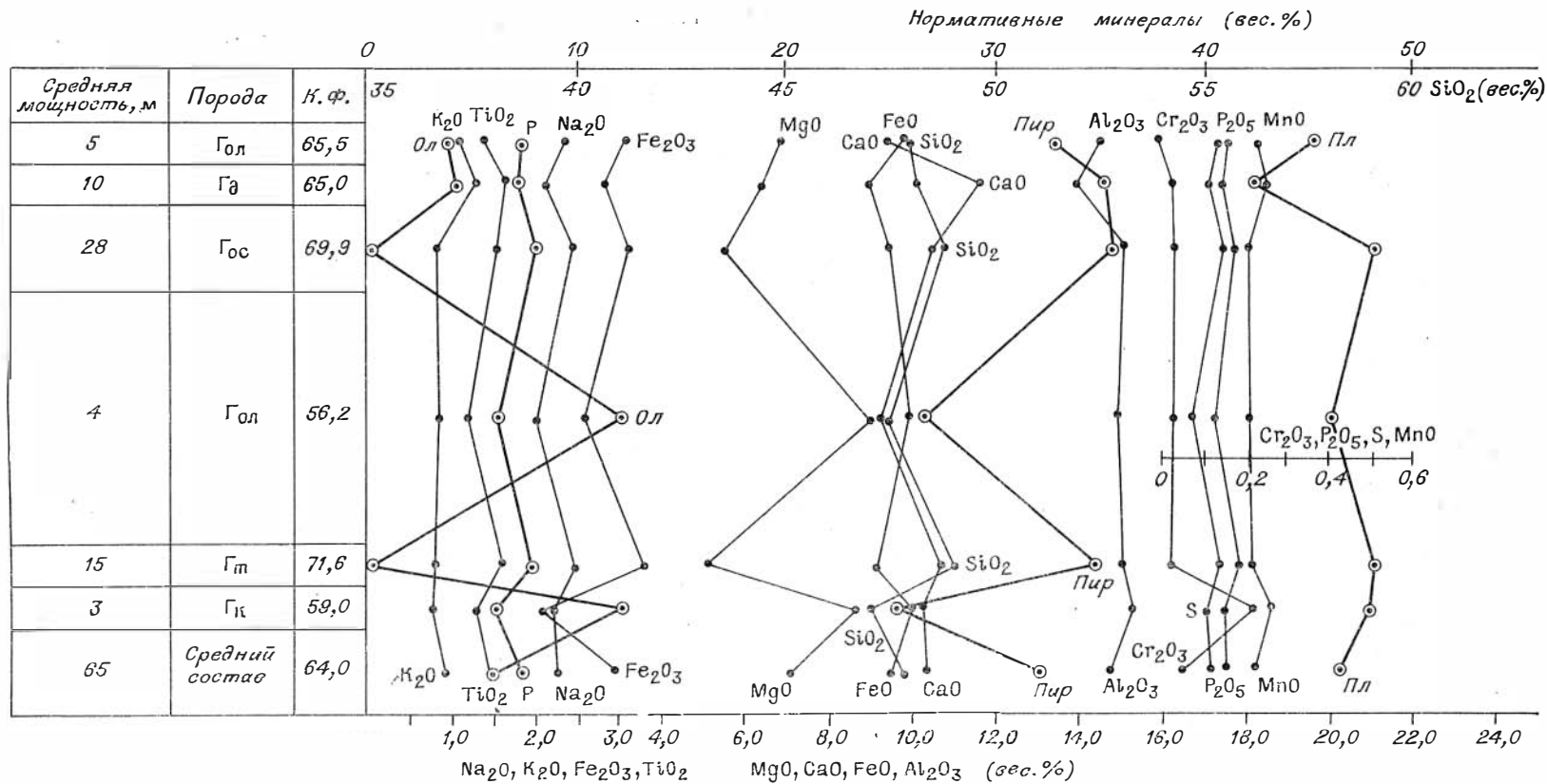


Рис. 30. Обобщенные вариационные диаграммы состава по разрезу Хуктинской интрузии.

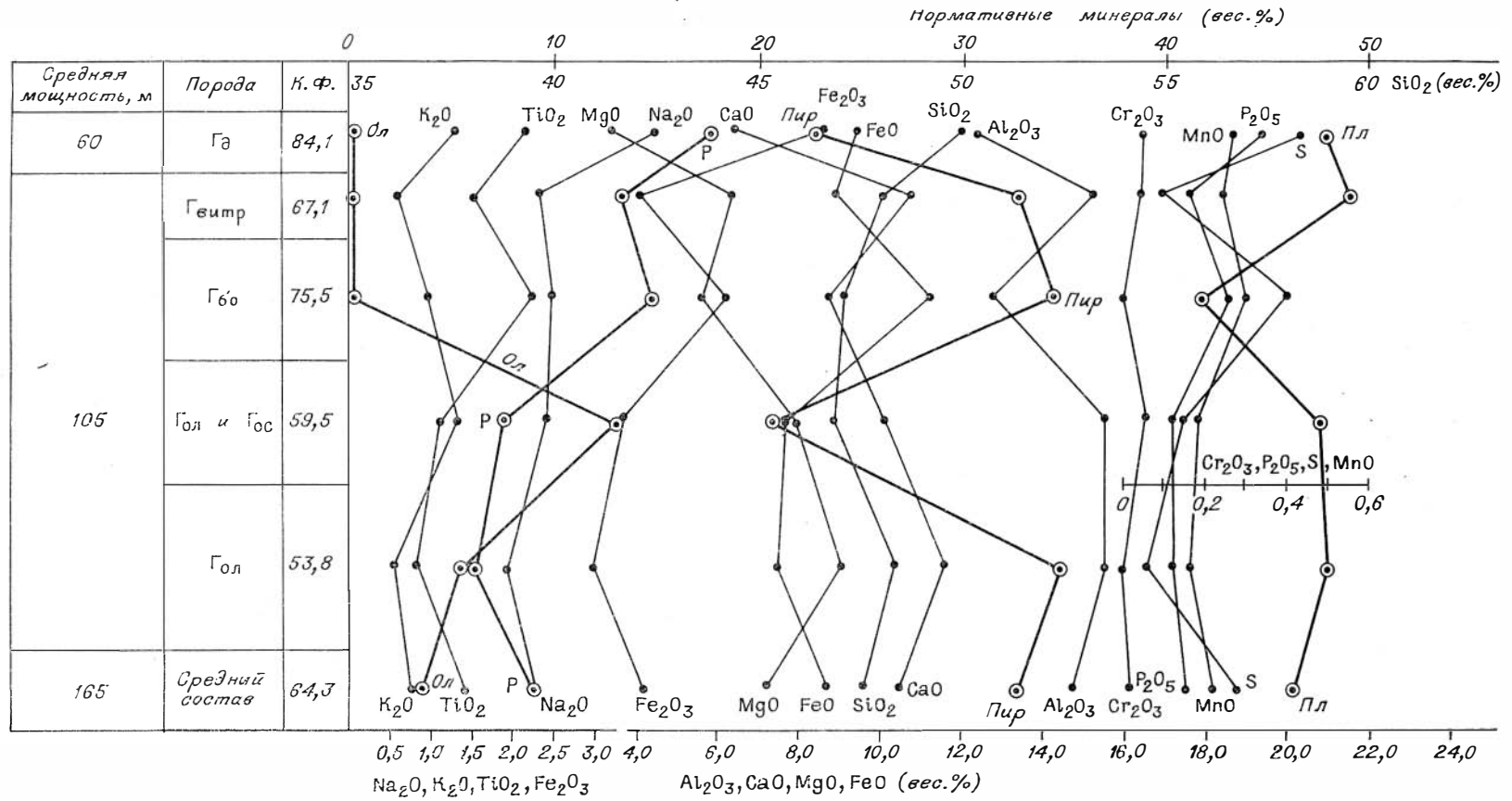


Рис. 31. Обобщенные вариационные диаграммы состава по разрезу Макусовской интрузии.

## Результаты химанализов пород Мантуровской интрузии

Оксид	Измененные верхние контактовые и прикровельные габбро-долериты				Верхние тацитовые габбро-долериты и габбро				Габбро-диориты		
	58,5/39	61,4/39	66,9/39	86,3/39	Г91,25/39	Г95/39	Г98/39	Т103,6/39	115/39	120/39	121/39
SiO <sub>2</sub>	45,70	44,66	46,62	47,10	47,43	47,94	46,02	48,88	50,44	49,14	48,76
TiO <sub>2</sub>	1,13	1,20	1,20	3,06	0,75	1,04	0,38	1,22	1,50	1,50	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,20	14,76	15,29	13,62	17,89	16,08	21,35	15,46	13,88	14,05	17,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,34	3,87	5,29	7,62	3,56	3,24	1,76	5,69	5,56	6,02	2,97
FeO	8,20	7,16	6,95	6,53	4,90	5,51	4,89	6,05	6,16	7,88	5,57
MnO	0,07	0,18	0,20	0,29	0,20	0,20	0,15	0,15	0,18	0,22	0,16
CaO	7,31	11,44	8,03	7,38	8,52	10,78	8,56	8,24	8,11	7,59	11,29
MgO	7,80	8,65	7,80	5,45	7,15	7,58	6,48	5,64	5,93	5,55	8,02
Na <sub>2</sub> O	2,22	1,81	2,19	3,57	3,24	2,53	2,09	3,58	3,83	3,58	1,94
K <sub>2</sub> O	2,33	1,77	2,93	2,22	1,91	1,69	3,11	1,91	2,18	2,00	1,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,11	0,12	0,71	0,08	0,08	0,038	0,19	0,19	0,19	0,12
SO <sub>3</sub>	0,20	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,51	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,048	0,052	—	0,06	0,04	—	0,036	—	—	0,068
CO <sub>2</sub>	0,14	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,42	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
П. п. п.	3,53	4,02	3,07	2,12	3,08	3,26	4,82	3,17	1,95	2,32	1,97
F	Не опр.	0,10	—	< 0,05	Не опр.	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,10	< 0,05	0,05
Cl	»	< 0,10	< 0,10	< 0,10	»	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	0,11
S <sub>вал</sub>	»	0,22	0,23	0,35	»	0,23	0,20	0,33	0,15	0,24	0,07
H <sub>2</sub> O	0,35	2,98	2,36	1,60	0,01	2,54	3,36	2,36	1,50	1,42	1,72

Оксиды	Безоливиновые и оливино-содержащие призматически-офитовые габбро-долериты				Оливиновые и троктолитовые габбро-долериты							Щековые габбро-долериты	
	1 4/39	158,8/39	161,5/39	64,5/41	180,7/39	186/39	200/39	212/39	221/39	52/41	Среднее из 4 ан. по НКГРЭ	Ср. по пптр. 230—265/39	
												230—265/39	263/39
SiO <sub>2</sub>	48,52	48,14	47,98	48,22	47,04	48,09	47,38	47,10	47,36	47,68	45,44	44,52	41,99
TiO <sub>2</sub>	1,50	1,51	1,34	0,99	1,00	1,03	0,82	0,78	0,60	1,06	0,80	0,78	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,43	13,60	14,15	15,75	13,71	14,86	16,34	18,44	18,18	14,36	16,70	12,03	8,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,11	5,12	4,64	2,35	4,17	4,00	2,72	2,40	2,45	3,52	1,80	2,95	2,74
FeO	8,88	8,71	7,88	6,66	8,13	6,76	7,66	7,95	7,02	8,44	8,06	9,75	12,06
MnO	0,26	0,24	0,20	0,18	0,19	0,16	0,19	0,15	0,14	0,21	0,15	0,17	0,27
CaO	8,37	8,80	11,38	12,41	11,25	12,33	12,43	11,25	11,96	10,20	10,83	7,34	5,98
MgO	5,27	5,89	6,40	7,96	10,44	7,47	7,99	8,46	8,74	8,79	8,80	19,07	23,30
Na <sub>2</sub> O	3,17	3,12	3,00	1,94	2,00	2,43	1,69	2,00	2,00	2,25	2,50	1,32	1,28
K <sub>2</sub> O	1,89	1,83	1,08	0,80	0,47	0,67	0,44	0,44	0,31	1,06	0,90	0,33	0,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,10	0,14	0,09	0,11	0,05	0,11	0,09	0,09	0,11	0,38	0,08	0,03
SO <sub>3</sub>	He опр.	0,36	He опр.	He опр.	He опр.	0,29	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,40
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,02	—	0,10	0,036	0,09	—	0,046	—	0,06	—	—	0,62
CO <sub>2</sub>	He опр.	0,20	He опр.	He опр.	He опр.	0,14	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,48
П. п. п.	3,32	1,84	2,28	2,46	1,81	1,45	2,26	0,98	1,05	2,17	3,81	1,41	0,70
F <sup>-</sup>	<0,05	He опр.	<0,05	0,05	<0,05	He опр.	<0,05	<0,05	<0,05	He обн.	He опр.	<0,05	He опр.
Cl	0,22	»	<0,10	0,15	<0,10	»	0,17	<0,10	<0,10	0,21	»	—	»
S <sub>вал</sub>	0,12	»	0,26	0,11	0,15	»	0,055	0,07	0,13	0,13	»	0,04	»
H <sub>2</sub> O	1,70	0,70	1,72	1,70	1,70	0,12	2,00	0,96	0,82	1,58	»	1,12	0,12

Оксид	Пикритовые габбро-долериты					Нижние тацитовые габбро-долериты				Нижние контакто-вые габбро-долериты	Породы в близких экзоконтактах	
	263,1/39	275/39	278,5/39	126/41	Среднее из 4 ан. по НКГРЭ	274,5/39	287/39	290/39	293/39		300,5/39	Верхний 55,6/39
						(троктолитовый тип)						
SiO <sub>2</sub>	41,90	43,78	43,36	42,12	40,33	43,10	43,78	44,94	46,74	47,63	31,53	32,75
TiO <sub>2</sub>	0,84	0,80	0,69	0,61	0,54	0,78	0,92	0,62	1,06	1,45	0,17	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,44	10,98	8,48	8,48	9,26	10,28	16,14	18,90	17,53	14,85	7,01	8,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,59	2,08	2,04	2,75	3,44	3,26	5,66	3,12	3,37	4,44	1,08	6,17
FeO	14,00	11,78	12,44	12,69	10,66	11,96	8,20	7,48	7,48	8,55	1,58	2,66
MnO	0,21	0,20	0,19	0,24	0,28	0,21	0,16	0,16	0,18	0,20	0,06	0,10
CaO	6,15	7,72	5,98	6,67	7,50	7,37	10,03	10,86	10,90	9,41	24,52	0,25
MgO	23,42	19,00	23,47	23,51	21,04	18,90	8,45	8,56	7,93	7,05	11,87	34,50
Na <sub>2</sub> O	1,00	1,41	1,14	1,15	2,44	1,27	1,87	1,67	2,15	2,77	0,28	0,32
K <sub>2</sub> O	0,23	0,36	0,28	0,23	0,52	0,33	0,41	0,88	0,45	1,30	0,05	0,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,10	0,07	0,07	0,28	0,10	0,04	0,07	0,04	0,10	0,17	0,03
SO <sub>3</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,19	Не опр.	0,46	0,29	13,61	0,35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	0,31	—	0,52	0,28	0,45	0,02	—	0,04	0,04	0,01	0,04
CO <sub>2</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,20	Не опр.	0,28	0,20	0,34	0,34
П. п. п.	0,71	1,45	1,56	1,02	4,16	1,77	0,51	2,67	1,50	1,65	5,99	12,28
F	<0,05	<0,05	<0,05	0,05	Не опр.	<0,05	Не опр.	<0,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cl	<0,10	<0,10	—	0,10	»	<0,10	»	<0,10	»	»	»	»
S <sub>вал</sub>	0,073	—	0,10	0,31	»	0,74	»	0,50	»	»	»	»
H <sub>2</sub> O	0,60	0,84	0,94	0,78	0,16	1,06	0,06	1,94	0,14	0,04	2,44	0,45



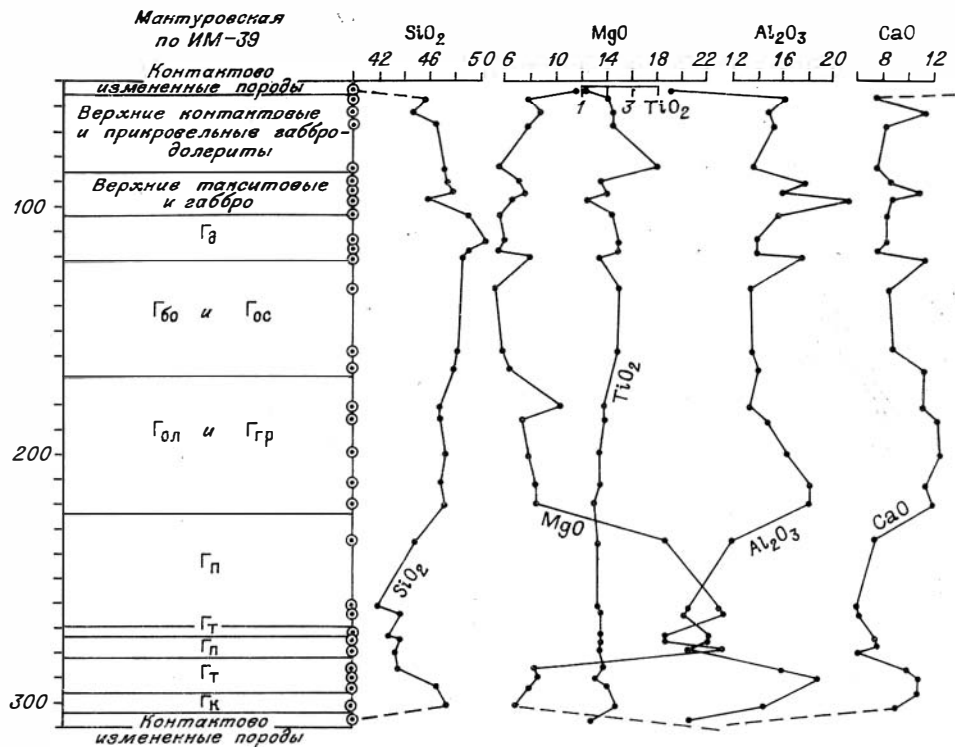


Рис. 32. Вариационные окисловые профили через

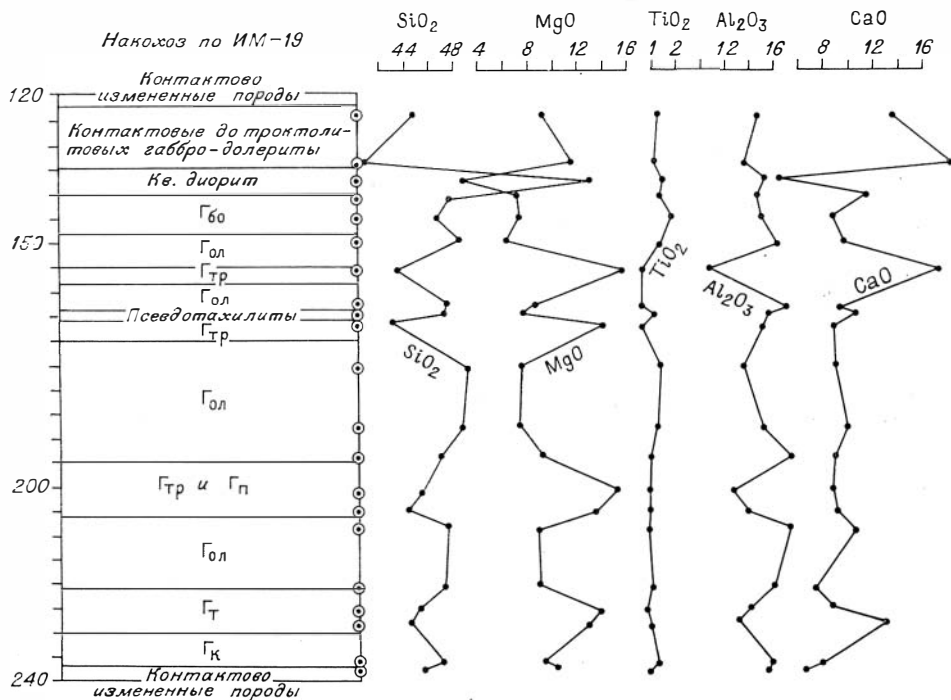
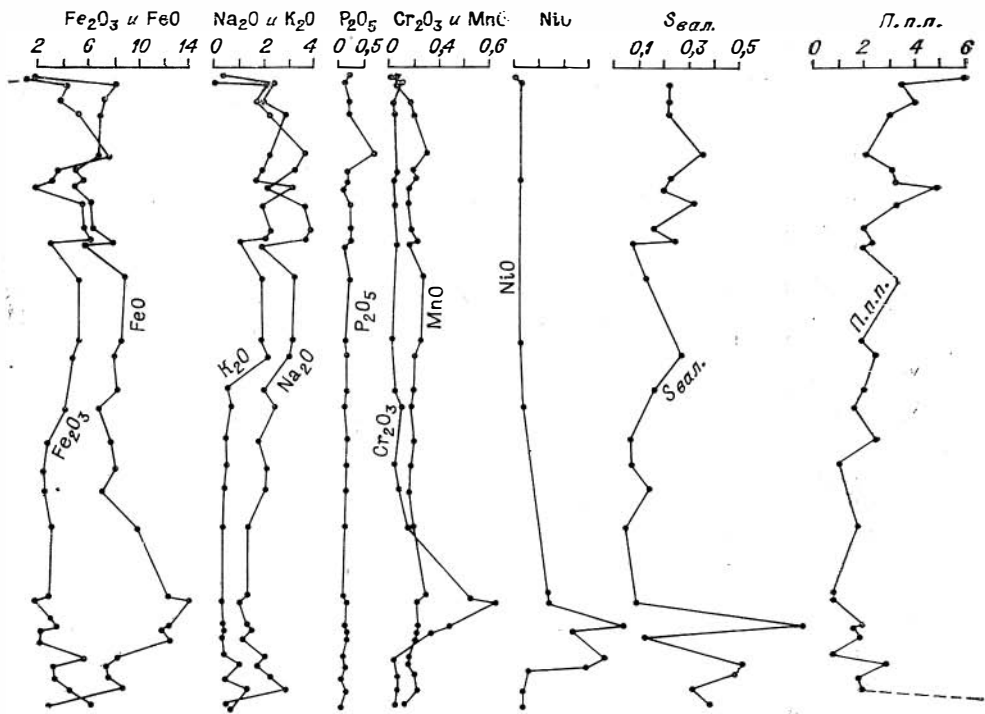
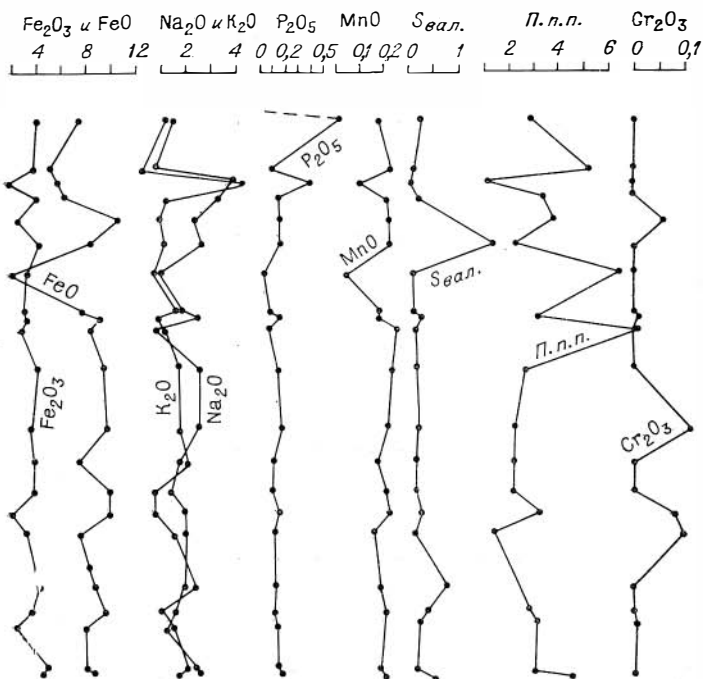


Рис. 33. Вариационные окисловые профили через



Машуровскую интрузию (скв. ИМ-39).



Нахозовскую интрузию (скв. ИМ-19).

Результаты химанализов пород Накохозовской интрузии

Окисел	Верхние контакто- вые габбро-долериты		Кварцевый диорит		Безоливиновые и оливин-со- держащие габбро-долериты			Оливиновые габбро-долериты							
	124,45/19	133,4/19 (брекчир.)	Туганова (№ 5, 1960)	Туганова (№ 6, 1960)	140,2/19	по Коро- вякову и др. (№ 1, 1963)	по НКГРЭ (среднее из 3 ан.)	150/19	163/19	176,2/19	188/19	193,8/19	208/19	220,5/19	Туганова (№ 7, 1960)
SiO <sub>2</sub>	44,26	40,48	59,10	47,64	47,60	48,52	46,56	48,20	47,16	48,52	48,60	46,66	47,28	46,82	47,74
TiO <sub>2</sub>	1,22	1,12	1,47	2,43	1,36	0,99	1,77	1,34	0,65	1,34	1,22	0,91	0,80	0,96	1,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,49	13,35	15,09	13,56	14,36	15,58	14,88	16,09	17,13	13,50	14,88	17,13	17,13	15,92	13,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,03	3,81	1,68	2,79	3,89	2,40	2,31	4,05	2,95	3,93	3,28	3,48	2,87	3,90	1,54
FeO	7,37	5,08	5,73	14,60	6,16	8,26	10,44	8,23	7,45	9,22	8,40	7,06	7,16	8,37	9,82
MnO	0,18	0,23	0,09	0,24	0,20	0,22	0,21	0,20	0,17	0,22	0,21	0,17	0,15	0,18	0,23
CaO	13,47	18,18	4,22	8,75	11,38	12,19	8,59	9,68	9,25	8,84	9,93	8,70	10,61	7,21	11,61
MgO	9,03	11,47	2,53	4,55	7,05	6,44	7,23	6,02	8,21	7,33	7,20	9,09	8,60	8,70	7,89
Na <sub>2</sub> O	1,50	0,78	3,87	2,55	3,25	2,00	2,27	2,63	1,80	2,55	2,37	1,75	1,90	2,00	1,65
K <sub>2</sub> O	1,25	0,18	4,17	1,23	1,11	0,55	0,89	1,11	1,82	1,71	1,68	1,96	1,44	2,15	1,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,64	0,095	0,40	0,21	0,14	0,14	0,15	0,14	0,064	0,14	0,16	0,086	0,087	0,11	0,09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	He обн.	He обн.	—	0,058	0,058	—	—	—	0,11	—	0,096	—	0,10
П. п. п.	2,84	5,23	1,06	1,02	3,36	CO <sub>2</sub> —0,25 H <sub>2</sub> O—1,90	3,85	2,26	3,59	2,60	2,20	3,10	2,32	3,37	2,36
F	<0,05	<0,05	—	—	<0,05	—	—	<0,05	<0,05	<0,05	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	—
Cl	<0,10	<0,10	—	—	<0,10	—	—	<0,10	—	—	0,16	—	—	—	—
S <sub>вэл</sub>	0,21	0,073	0,02	0,01	0,16	0,25	—	1,70	0,10	0,14	0,13	0,083	0,089	0,68	0,05
H <sub>2</sub> O	2,36	3,72	0,16	0,21	2,22	2,12	0,22	0,14	2,86	2,04	He обн.	2,34	1,82	2,32	0,78

Окисел	Оливиновые габбро-долериты		Троктолитовые и никригоподобные габбро-долериты					
	Коровяков и др. (№ 2, 1963)	по НКГРЭ (сред- нее из 5 ан.)	155,9/19 (брекчия, пэм.)	167/19	201,4/19	Туганова (№ 9, 1960)	Коровяков и др. (№ 3, 1963)	по НКГРЭ (среднее из 5 ан.)
SiO <sub>2</sub>	45,32	44,90	43,08	42,70	45,22	43,17	42,86	44,07
TiO <sub>2</sub>	0,99	1,15	0,63	0,51	0,94	0,76	0,55	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,78	14,71	10,54	15,00	12,37	12,50	13,98	13,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	2,47	3,03	2,83	3,52	2,59	0,17	1,62
FeO	10,34	9,29	1,77	8,44	9,68	9,53	9,55	9,77
MnO	0,22	0,21	0,04	0,24	0,20	0,16	0,20	0,22
CaO	9,16	10,21	17,41	8,70	8,43	8,69	9,16	8,94
MgO	13,29	8,09	15,61	14,08	15,84	17,14	15,71	13,54
Na <sub>2</sub> O	2,57	1,65	0,89	0,79	1,25	0,67	2,53	1,92
K <sub>2</sub> O	0,86	0,058	0,77	0,94	0,59	0,58	0,49	0,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,17	0,016	0,057	0,088	0,04	0,12	0,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,066	—	—	—	—	0,08	0,084	0,075
П. п. п.	(CO <sub>2</sub> —0,29 H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> —2,43	3,63	6,57	6,09	2,22	3,09	{CO <sub>2</sub> —0,20 H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> —3,83	3,27
F	—	—	<0,05	<0,05	<0,05	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—
S	0,18	—	0,036	0,098	0,096	0,40	0,25	—
	2,67	0,78	3,26	5,38	1,74	0,45	4,23	0,36

Окисел	Такситовые габбро-долериты			Нижние контактовые габбро-долериты		Псевдотахилит	Породы в ближнем верхнем экзоконтакте	
	225/19	Туганова (№ 8, 1960)	Коровяков и др. (№ 4, 1963)	237,0/19	237,4/19	165/19	122/19	124,2/19
SiO <sub>2</sub>	45,04	41,94	44,52	47,10	45,58	47,02	10,06	7,56
TiO <sub>2</sub>	0,78	0,50	0,95	1,16	1,02	1,10	0,62	0,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,84	14,59	12,77	15,58	15,40	15,40	5,36	4,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,24	1,78	1,93	4,31	4,18	2,95	25,14	47,96
FeO	9,22	10,75	7,62	7,91	8,30	9,04	7,34	15,36
MnO	0,20	0,16	0,20	0,18	0,20	0,18	0,33	0,76
CaO	8,43	8,93	12,88	7,62	6,26	10,47	19,23	5,36
MgO	13,69	14,87	12,77	9,00	9,97	7,58	13,07	10,82
Na <sub>2</sub> O	1,43	0,85	1,16	2,25	2,40	2,40	0,10	0,13
K <sub>2</sub> O	0,91	0,66	1,23	1,96	1,71	0,85	0,06	0,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,093	0,06	0,12	0,12	0,12	0,13	—	2,77
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	He обл.	0,006	—	—	0,053	—	—
П. п. п.	2,79	CO <sub>2</sub> —0,26	{ CO <sub>2</sub> —0,10 H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> —3,00	3,06	4,63	3,04	18,47	3,95
F	<0,05	—	—	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,071
Cl	—	—	—	—	—	—	<0,10	0,13
S <sub>ввал</sub>	0,29	1,37	0,20	0,11	0,50	0,21	0,089	0,037
H <sub>2</sub> O	2,30	0,37	3,32	He опр.	3,60	2,02	3,88	3,52

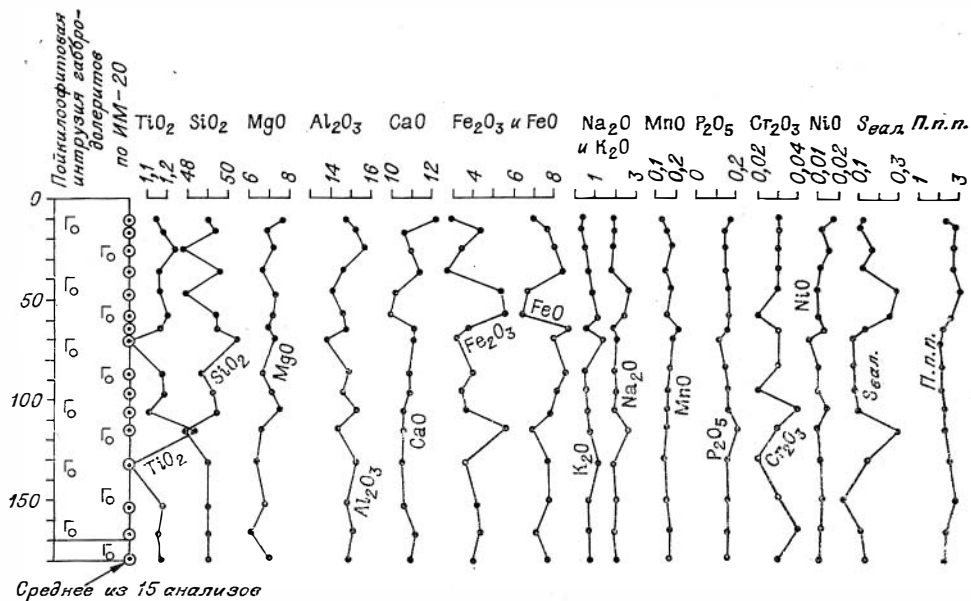


Рис. 34. Вариационные окисловые профили через одну из недифференцированных интрузий пойкилофитовых габбро-долеритов (скв. ИМ-20), построенная по данным химических анализов НКГРЭ (ЦХЛ КГУ).

На рис. 33 для Накохозовской интрузии с заметно менее четкой дифференциацией по разрезу, как уже говорилось выше, выявляются многочисленные примерно равноценные максимумы содержания окислов MgO и сопряженные с ними минимумы SiO<sub>2</sub>, фиксирующие несколько троктолитовых горизонтов среди оливиновых габбро-долеритов. Интересно отметить также несколько проявляющихся максимумов хрома, но они заметно смещены вверх по разрезу относительно максимумов окиси магния. В отличие от Мантуровской интрузии вариационные кривые окислов кальция и алюминия чаще не только не повторяют друг друга, но и имеют обратные корреляционные соотношения, обусловленные вариациями содержания в породах клинопироксена. Прямая корреляционная связь намечается для Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Na<sub>2</sub>O, выражающая колебание содержания плагиоклаза по разрезу и щелочей (как между собой, так и с P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Последнее позволяет предполагать сопряженное участие их и в постмагматическом изменении пород. Интересно также отметить несколько максимумов содержания серы (валовая), не сопряженных с максимумами MgO, но прямо коррелирующихся с максимумами FeO. С максимумами MgO прямо коррелируются максимумы потери при прокаливании, фиксирующие развитие в породах вторичных водосодержащих минералов и, прежде всего, серпентина.

Рассмотрение окислового профиля (рис. 34) недифференцированной пойкилофитовой интрузии (по скв. ИМ-20) для сопоставления с полнодифференцированной Мантуровской и менее дифференцированной Накохозовской интрузиями позволяет заметить тенденцию к увеличению в разрезах интрузий количества флюктуаций в содержании ряда окислов и снижению их абсолютных значений с уменьшением степени дифференциации рассматриваемых интрузий. Диаграмма А. Н. Заварицкого для пород всех описываемых дифференцированных интрузий представлена на рис. 35. Как можно видеть, серия дифференциатов Имангдинской интрузии на диаграмме занимает крайнее левое положение, свидетельствуя о наибольшем обогащении в них полевых шпатов кальцием и наименьшем — щелочами. Серия векторов дифференциатов Мантуровской интрузии сдвинута на диа-

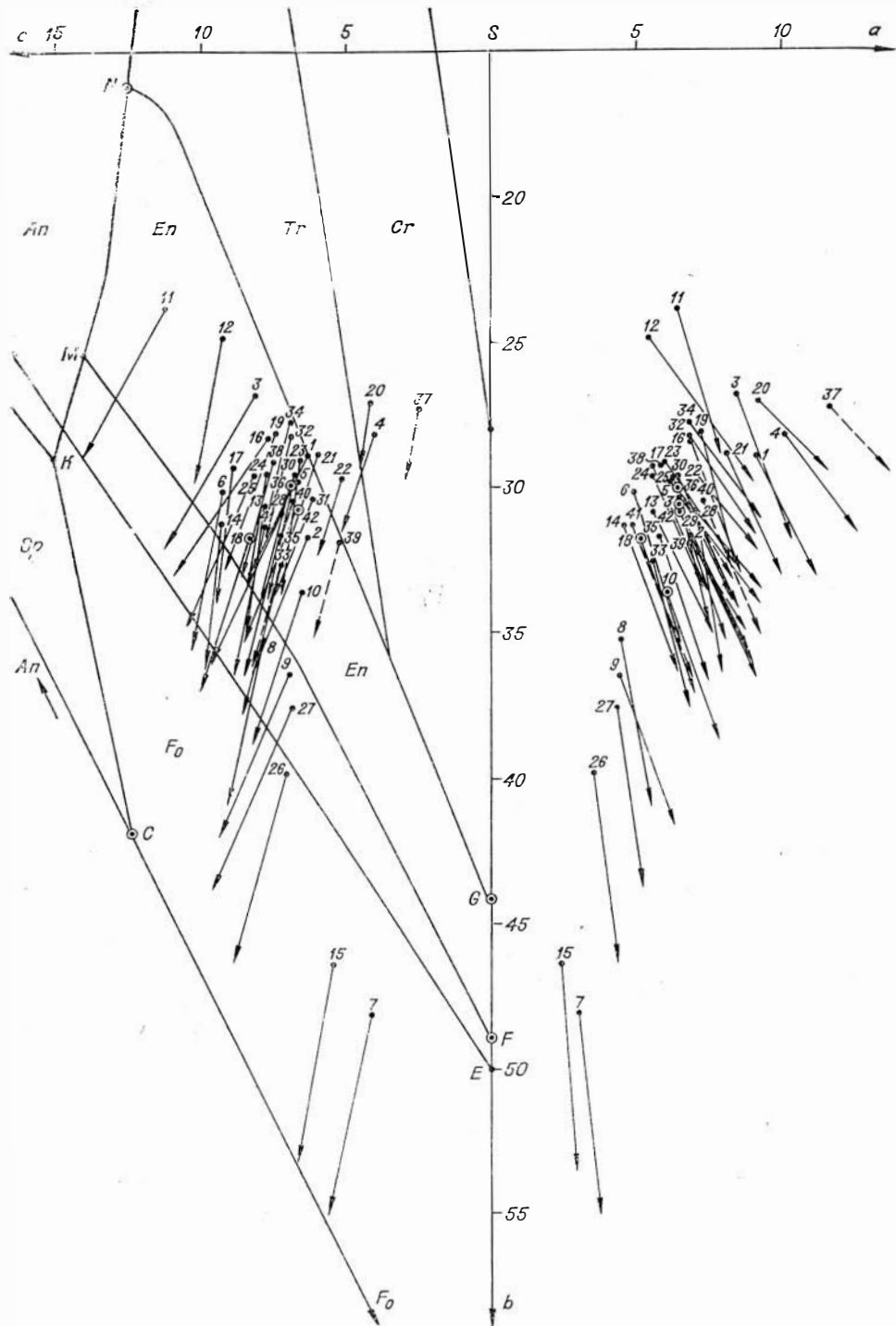


Рис. 35. Диаграмма А. Н. Заварицкого для пород дифференцированных интрузий Имангдинского рудного узла (по данным табл. 28—32).

грамме правее серии Имангдинской интрузии (большее обогащение в них полевых шпатов щелочами). Заметно меньшую протяженность на диаграмме имеют полосы векторов серий дифференциатов Накохозовской, Хюттинской и Макусовской интрузий, которые располагаются между сериями

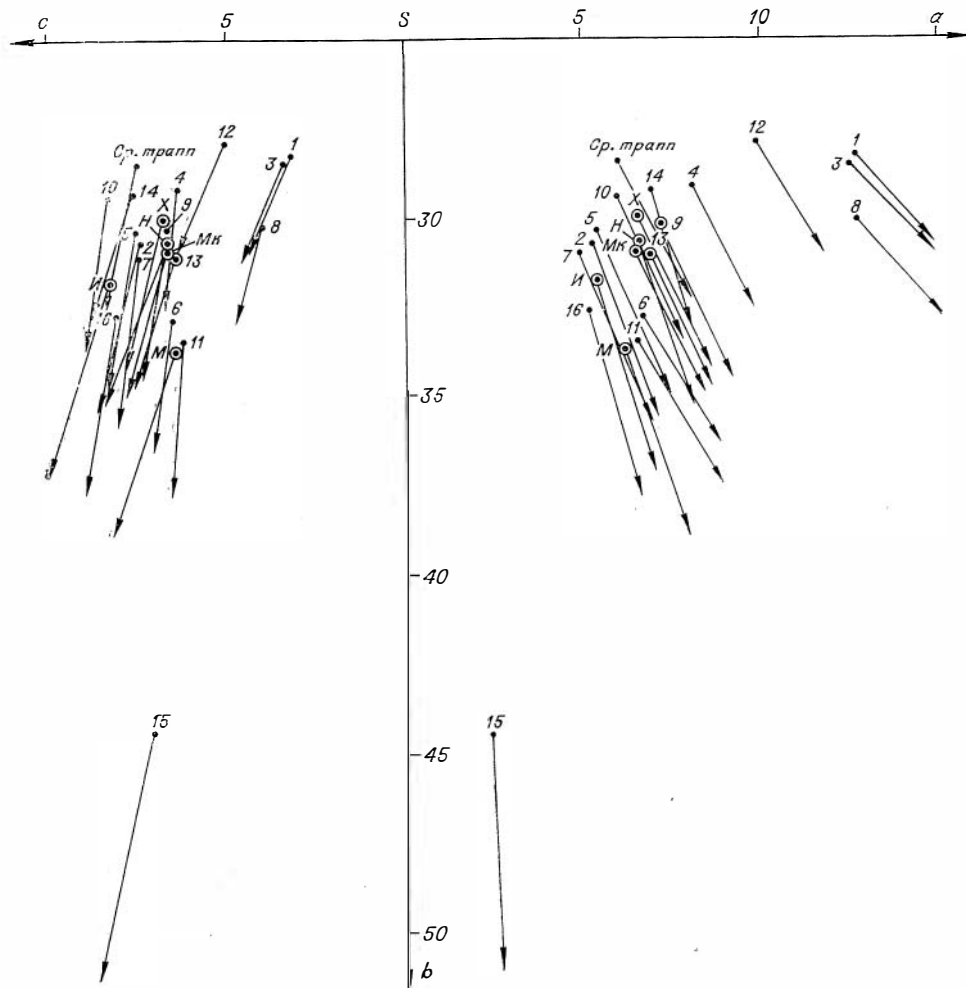


Рис. 36. Диаграмма А. Н. Заварицкого для пород недифференцированных и слабодифференцированных интрузий Имангдинского и сопредельных районов (по данным табл. 35). Для сопоставления на нее же нанесены средние составы дифференцированных интрузий и среднего сибирского траппа.

Имангдинской и Мантуровской интрузий. Наименее четкой дифференциацией, судя по малому интервалу векторов серий, обладают Хюктинская и Макусовская интрузии. Средние составы интрузий, как видно на диаграмме, в порядке уменьшения их основности распределяются в следующий ряд: Мантуровская, Имангдинская, Макусовская, Накохозовская, Хюктинская (в интервале значений  $b$  30—33,8), причем векторы последних трех интрузий занимают на диаграмме близкое положение. Если не считать габбро-диоритов, которые в значительной степени обязаны своим происхождением поздним метасоматическим изменениям и векторы которых располагаются уже в поле кристаллизации  $\text{SiO}_2$ , то полосы остальных векторов серий дифференциатов имеют слабо секущее субпараллельное расположение относительно котектической линии кристаллизации форстерит—энстатит и эвтектической—энстатит— $\text{SiO}_2$  в системе  $\text{Fo—An—SiO}_2$ . Средние составы интрузий и основная масса векторов дифференциатов попадают в поле кристаллизации энстатита. В поле кристаллизации оливина попадают главным образом векторы обогащенных оливином нижних дифференциатов интрузий. К котектической линии ближе всего располагаются средние составы Мантуровской и Имангдинской интрузий.



Средние химические составы недифференцированных и некоторых слабодифференцированных интрузий района

Номер породы	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	П. п. п.	Сумма	S	Ni	Кол-ч. анализов	
<b>I. Ламско-Микчандинская мульда</b>																			
1	Титан-авгитовый долерит	45,36	3,40	14,04	3,27	12,40	3,95	—	7,68	3,82	2,57	1,45	0,015	1,67	99,62	0,22	—	9	
2	Пойкилофитовый долерит	48,88	0,94	14,99	2,46	9,00	8,50	—	10,54	2,08	0,40	0,13	0,058	1,17	99,15	0,14	—	8	
<b>II. Имангдинская мульда</b>																			
3	Титан-авгитовый долерит	45,22	3,38	14,01	3,40	12,19	3,94	0,22	8,02	3,88	2,47	1,28	0,021	1,81	99,84	0,16	0,006	15	
4	Трахидолерит	45,77	2,42	14,88	4,86	9,77	5,55	0,18	9,07	3,08	0,63	0,45	—	1,60	98,26	—	—	4	
5	Пойкилофитовый оливни- вый и оливнинсодержа- щий габбро-долерит	48,45	1,10	15,24	3,25	7,99	7,92	0,18	11,04	2,05	0,58	0,11	0,057	1,96	99,93	0,16	0,020	49	
6	Габбро-долерит Хуримагит- ской интрузии (среднее по интрузии)	45,75	1,54	14,61	2,59	12,16	6,71	0,19	11,08	2,65	0,53	0,28	—	1,86	99,95	—	—	4	
7	Оливниновый долерит Хукол- дысекитской интрузии (среднее по интрузии)	48,84	1,03	15,04	3,09	8,05	8,64	0,18	11,23	1,99	0,39	0,10	0,071	1,37	100,01	0,07	0,013	8	
<b>III. Хантайская мульда</b>																			
8	Титан-авгитовый долерит	43,58	2,21	15,02	2,61	13,06	4,55	0,23	8,68	4,34	1,85	1,58	0,005	2,31	100,03	—	—	1	
9	Пойкилофитовый габбро-до- лерит	47,40	1,17	15,09	4,21	7,86	7,34	0,18	10,25	2,72	0,70	0,14	0,03	2,78	99,87	0,04	—	5	
10	Оливнинсодержащий габбро- долерит Хантайской ин- трузии (среднее по ин- трузии)	46,97	1,69	16,50	4,32	9,07	6,65	—	10,93	2,28	0,46	0,21	—	—	99,08	—	—	3	

11	Дайки долеритов	45,56	1,66	14,20	3,42	9,38	7,84	0,17	11,66	2,75	0,26	0,16	—	2,44	99,50	—	—	2
<b>IV. Весь северо-запад Си- бирской платформы</b>																		
12	Трахидолерит Ергалахского комплекса	46,77	2,76	14,54	4,17	10,86	4,80	0,22	8,09	3,06	2,01	0,92	—	—	98,20	—	—	25
13	Долерит нерудоносных интрузий	47,34	1,63	14,65	3,69	10,85	6,70	0,25	9,91	2,35	0,88	—	—	—	98,25	—	—	34
14	Титан-авгитовый порфирит Норильского района	45,83	1,49	15,71	5,28	9,42	6,33	0,22	8,79	2,25	1,03	0,40	—	2,51	99,80	—	—	3
15	Пикритовый долерит Моронговского типа	42,64	0,48	12,99	1,60	12,40	18,68	0,18	7,86	0,88	0,31	0,15	—	—	98,17	—	—	26
16	Такситовый габбро-долерит слаборудоносных интрузий	46,05	0,98	15,52	2,81	8,52	9,65	0,17	10,55	1,95	0,66	0,17	—	—	97,03	—	—	43

*Характеристики А. Н. Заварицкого и другие*

Номер породы	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>t</i>	$\varphi$	<i>Q</i>	<i>a:c</i>	К. ф.	Щ-к	Щ-к/Кр
I. 1	12,5	3,3	28,3	56,0	53,5	24,4	22,1	68,6	5,4	10,4	—16,3	3,79	79,8	851	1,13
2	5,2	7,5	30,7	56,7	35,1	47,2	17,7	79,5	1,4	7,1	—4,6	0,69	57,5	937	1,15
II. 3	12,4	3,4	28,5	55,6	52,6	24,0	23,3	71,0	5,4	10,3	—16,9	3,65	80,0	854	1,13
4	8,0	6,4	29,1	56,5	49,1	33,5	17,4	89,4	3,8	15,2	—9,4	1,25	72,4	905	1,19
5	5,4	7,6	30,3	56,9	35,2	44,9	19,0	84,5	1,7	9,1	—4,8	0,71	58,6	936	1,16
6	6,6	6,6	32,8	54,0	43,1	35,1	21,8	89,5	2,4	6,8	—11,8	1,0	68,5	919	1,21
7	4,9	7,6	31,0	56,4	33,4	46,8	19,8	88,9	1,6	8,3	—4,5	0,64	56,1	938	1,15
III. 8	12,6	4,1	30,1	53,2	51,0	26,3	22,8	78,6	3,8	7,5	—22,9	3,08	77,8	851	1,17
9	7,1	6,7	30,2	55,9	38,1	42,0	19,9	86,1	1,9	12,0	—9,0	1,06	62,5	914	1,16
10	5,9	8,4	29,4	56,4	42,9	39,4	17,7	88,3	2,6	12,9	—7,5	0,70	67,1	930	1,19
11	6,5	6,3	33,4	53,6	36,0	40,0	23,9	93,5	2,7	8,6	—11,9	1,03	62,2	916	1,21

Номер породы	a	c	b	S	f'	m'	c'	n	t	φ	Q	a:c	К.ф.	Щ-к	Щ-к/Кр
IV. 12	9,8	5,1	27,9	57,2	52,0	30,0	18,1	70,0	4,3	13,1	-10,3	1,92	75,6	884	1,13
13	6,8	6,5	31,0	55,8	44,5	37,0	18,5	77,5	2,5	10,2	-8,6	1,04	68,5	894	1,13
14	6,8	7,7	29,2	56,3	49,3	38,5	12,3	76,5	2,4	16,3	-8,7	0,88	70,0	920	1,20
15	2,3	7,1	44,4	46,1	28,5	67,2	4,4	83,4	0,84	2,9	-19,4	0,32	42,9	961	1,35
16	5,6	8,0	32,6	54,2	33,4	51,1	15,6	84,2	1,7	7,7	-9,7	0,64	53,9	936	1,24

Нормативные минеральные составы (вес. %)

Номер породы	il	cm	pr	mt	ap	or	ab	an	di			hy		ol		ne
									wo	en	fs	en	fs	fo	fa	
I. 1	6,5	—	0,7	4,9	3,4	15,6	23,6	13,3	6,8	2,9	4,0	—	—	4,9	7,5	4,5
2	1,8	—	0,4	3,7	0,34	2,2	17,8	30,3	8,8	5,2	3,2	13,9	8,3	1,4	1,8	—
II. 3	6,5	—	0,5	4,9	3,0	14,5	22,5	13,3	7,9	3,3	4,6	—	—	4,6	7,2	5,7
4	4,5	—	—	7,2	1,0	3,3	26,2	25,0	7,2	4,0	2,9	6,1	4,1	2,7	2,2	—
5	2,1	—	0,5	4,6	0,3	3,3	17,3	30,6	9,8	6,0	3,2	12,9	6,6	0,5	0,3	—
6	2,9	—	—	3,7	0,7	2,8	20,4	26,4	11,3	5,3	5,8	—	—	7,9	9,4	1,1
7	2,0	—	0,2	4,4	0,3	2,2	16,8	30,9	10,1	6,3	3,2	14,1	7,1	0,6	0,3	—
III. 8	4,2	—	—	3,7	3,7	10,6	17,3	16,1	7,4	2,8	4,7	—	—	5,9	10,7	10,5
9	2,3	—	—	6,0	0,3	3,9	23,1	27,0	9,3	5,7	3,0	6,0	3,2	4,6	2,5	—
10	3,2	—	—	6,2	0,3	2,8	19,4	33,4	8,2	4,8	3,0	8,4	5,3	2,3	1,5	—
11	3,2	—	—	4,8	0,3	1,7	20,4	25,6	13,1	7,7	4,7	—	—	8,2	5,6	1,4
IV. 12	5,3	—	—	6,0	2,0	11,7	25,7	20,0	6,3	3,0	3,2	3,0	3,2	4,1	4,7	—
13	3,0	—	—	5,3	—	5,6	20,4	26,4	9,5	4,9	4,3	3,5	6,3	5,8	3,3	—
14	2,9	—	—	7,6	1,0	6,1	18,9	29,8	4,8	2,7	1,8	11,3	7,9	1,1	0,9	—
15	0,9	—	—	2,3	0,3	1,7	7,8	30,6	3,1	2,0	0,9	4,5	2,0	28,1	13,8	—
16	2,0	—	—	4,2	0,3	3,4	16,2	32,0	8,1	5,1	2,5	11,8	5,8	4,9	2,6	—

Примечание. Для подсчета использованы химические анализы пород Е. А. Черевкова, 1970 г.; Н. Ф. Щедрина, 1965, 1973 гг.; А. А. Лисенкова, 1972 г.; В. П. Степанова, Д. М. Туровцева, 1973 г. Данные Л. А. Полуниной, 1973 г. и М. Н. Годлевского (1959) приводятся в разделе IV.

Большой интерес представляет диаграмма А. Н. Заварицкого (рис. 36) для средних составов недифференцированных и слабодифференцированных интрузий Имангдинского рудного узла (табл. 35) и Норильского района, на которую нанесены также средние составы описываемых дифференцированных интрузий и состав среднего траппа Сибирской платформы. Можно видеть, что вся группа векторов сопоставляемых интрузий (если не считать пикритовые и троктолитовые габбро-долериты моронговского типа), во-первых, располагается достаточно компактно, и во-вторых, заметно оторвана по величинам характеристики  $b$  от вектора состава среднего траппа. Хорошо видно, что состав среднего траппа Сибирской платформы (Кутолин, 1972) не может представлять собой состав родоначальной магмы для этих интрузий. Видно, что средние составы Накохозовской, Хюктинской и Макусовской интрузий (имеющих менее четкую дифференциацию, чем Имангдинская и Мантуровская) близки как между собой, так и к среднему составу долерита нерудоносных интрузий северо-запада Сибирской платформы, вычисленному Л. А. Полуниной (1973 г.).

Обращает на себя внимание плавность перехода шлейфа векторов от нормальных известково-щелочных пород через субщелочные траппы к щелочным базальтоидам, имеющим уже в своем составе заметные количества нормативного нефелина. Больше того, в небольших количествах нормативный нефелин был отмечен (см. табл. 35, ан. 6, 11) иногда в интрузиях явных пойкилофитовых траппов, как показывает петрографическое их изучение.

Чтобы выяснить, к чему относятся составы изученных интрузий — к недосыщенным оливиновым толеитам (собственно траппам) или щелочным оливиновым базальтам, они были нанесены на диаграмму  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , предложенную Макдональдом и Кацурой (MacDonald, Katsura, 1964) для различия щелочных базальтов и толеитов. Как можно видеть из диаграммы (рис. 37, а), средние составы дифференцированных интрузий распределились ореолом вдоль линии, разделяющей щелочные базальты и толеиты как со стороны расположения первых, так и вторых. Подобным же образом распределились на диаграмме и точки сопоставляемых недифференцированных и слабодифференцированных интрузий (рис. 37, б). Средние составы долеритов и базальтов северо-запада Сибирской платформы и Тунгусской синеклизы (по подсчетам Л. А. Полуниной, 1973 г.), а также состав среднего траппа (по Кутолину, 1972) на диаграмме попали в поле толеитов, в то время как щелочные долериты северо-запада Сибирской платформы (по Кутолину, 1972) попали, как и следовало ожидать, в поле щелочных базальтов. Интересно отметить, что составы дифференциатов дифференцированных интрузий также дали кучный ореол точек, равномерно располагающийся по обе стороны от границы раздела щелочных и толеитовых базальтов (см. рис. 37, а). Даже дифференциаты одной какой-либо интрузии могут попасть то в поле щелочных базальтов, то в поле толеитов.

В связи с этим нами были использованы и другие методы отличия толеитовых базальтов от щелочных, а именно «критерий Польдерваарта» (Polderwaard, 1964), дискриминантная функция В. А. Кутолина (1972), а также петрохимическая диаграмма А. М. Виленского (1970) для отнесения пород к различным по щелочности петрогенетическим сериям интрузивных траппов Сибирской платформы. Полученные результаты представлены на табл. 36—38, из которых можно видеть, что наряду с совпадением в отнесении всеми методами пород к щелочным базальтам, имеются и определенные отличия. Наименьшие ошибки в таком разделении дает использование дискриминантной функции В. А. Кутолина (1972), согласно которой к континентальным оливиновым базальтам (КОБ) отнесены лишь трахидолериты и титан-авгитовые долериты, а составы остальных пород, включая средние составы дифференцированных интрузий, указывают на принадлежность их к траппам древних платформ (ТрДП). В то же время нельзя не отметить, что и этим методом ряд верхних дифференциатов Мантуровской

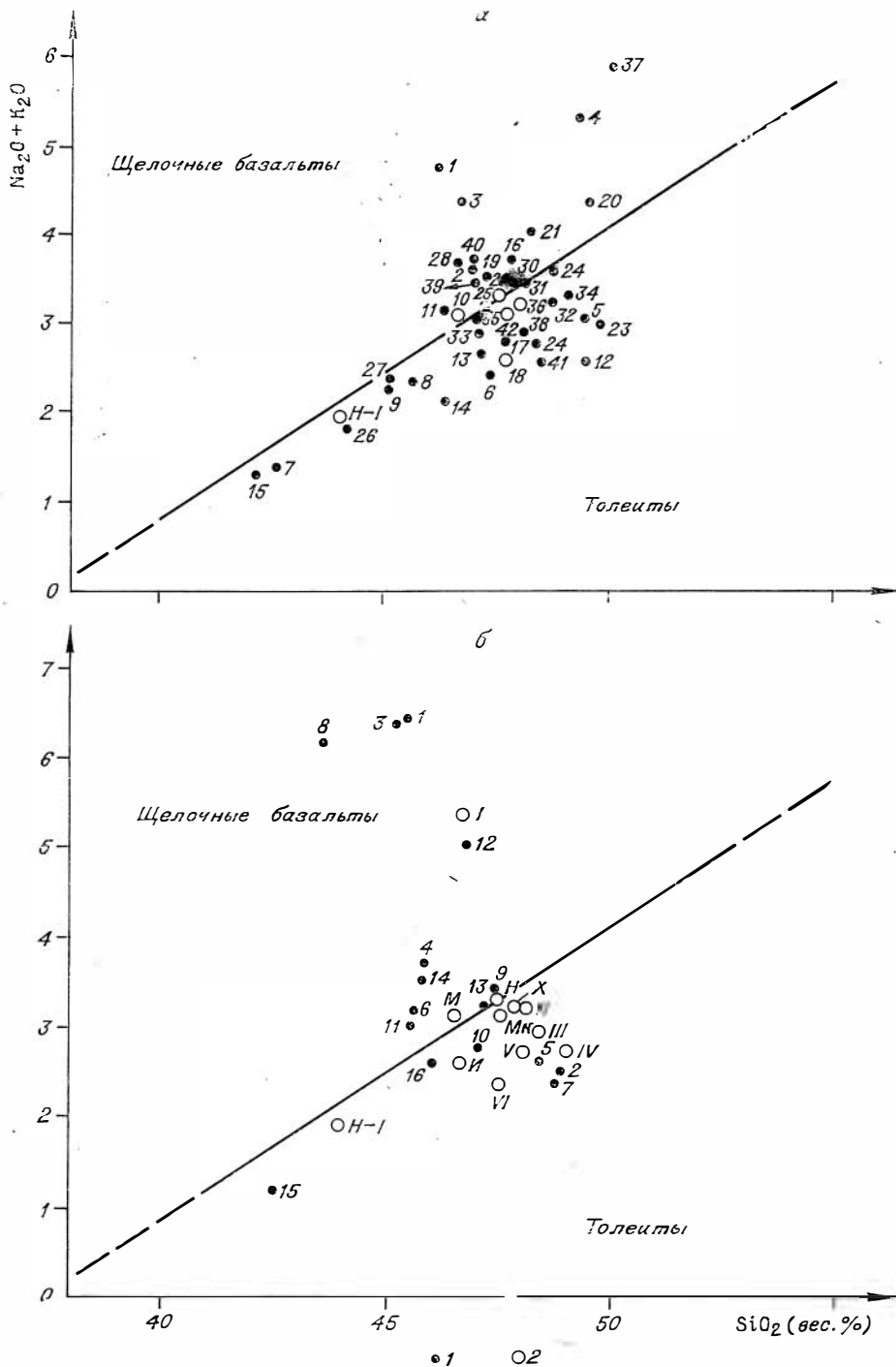


Рис. 37. Диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ .

а — дифференцированные интрузии Имангдинского рудного узла (1 — средние составы дифференциатов; 2 — средние составы интрузий; нумерация соответствует табл. 28—32; Н-1 — Норильск-1 — для сопоставления); б — недифференцированные интрузии Имангдинского и сопредельных районов, а также средние составы базальтов и дифференцированных интрузий (1 — средние составы недифференцированных интрузий; 2 — средние составы базальтов, долеритов и дифференцированных интрузий — для сопоставления). I — средний щелочной долерит СЗ (Кутюлин, 1972); II — средний долерит СЗ (Полунина, 1973); III — средний трапп (Кутюлин, 1972); IV — средний базальт СЗ (Полунина, 1973); V — средний долерит Тунгусской синеклизы; VI — средний базальт Тунгусской синеклизы (Полунина, 1973). Нумерация соответствует табл. 35.

Сопоставление недифференцированных интрузий из табл. 35 по признаку их щелочности различными методами

Номер породы в табл. 35	Критерий Польдерваарта (КП)	Дискриминантная функция Кутюлина (К)	Диаграмма Макдональда и Кацеры (МК)	Серия диаграмме А. М. Виленского (1970)
I. 1	Щелочной базальт с нефелином	КОБ(+11,03)	Щелочной базальт	Сверхщелочная
2	Оливиновый толеит (-22,4)	ТрДП(-4,31)	Толейт	Известковистая
II. 3	Щелочной базальт с нефелином	КОБ(+9,73)	Щелочной базальт	Сверхщелочная
4	Щелочной базальт (+7,9)	КОБ(+1,83)	Щелочной базальт	Щелочная
5	Оливиновый толеит (-18,4)	ТрДП(-3,60)	Толейт	Известковистая
6	Щелочной базальт с нефелином	ТрДП(-3,89)	Щелочной базальт	Слабощелочная
7	Оливиновый толеит (-22,0)	ТрДП(-4,36)	Толейт	Известковистая
III. 8	Щелочной базальт с нефелином	КОБ(+9,21)	Щелочной базальт	Сверхщелочная
9	Щелочной базальт (+6,3)	ТрДП(-1,87)	Щелочной базальт	Слабощелочная
10	Оливиновый толеит (-5,3)	ТрДП(-2,47)	Толейт	Субизвестково-натровая
11	Щелочной базальт с нефелином	ТрДП(-3,29)	Щелочной базальт	Слабощелочная
IV. 12	Щелочной базальт (+14,9)	КОБ(+5,79)	Щелочной базальт	Щелочная
13	Щелочной базальт(+4,0)	ТрДП(-3,89)	Щелочной базальт	Щелочная—слабощелочная
14	Оливиновый толеит (-15,6)	КОБ(+1,47)	Щелочной базальт	Слабощелочная
15	Оливиновый толеит (-4,2)	ТрДП(-1,80)	Толейт	Слабощелочная
16	Оливиновый толеит (-16,1)	ТрДП(-2,05)	Толейт	Субизвестково-натровая
Средний трапп	Кварцевый толеит (-15,7)	ТрДП	Толейт	Известково-щелочная

П р и м е ч а н и е. КОБ — континентальная оливин-базальтовая формация; ТрДП — трапповая формация древних платформ.

интрузии по составу распознаются как континентальные щелочные оливиновые базальты, а по среднему составу интрузия относится к траппам древних платформ. Таким образом, щелочная базальтовая магма как будто бы возникает в камере из толеитовой. Отсюда следует, что только формальное разделение без учета геологических взаимоотношений и общей

Сопоставление средних составов дифференцированных интрузий по признаку их щелочности различными методами

Интрузия	Критерий Польдерваарта	Уравнение дискриминантной функции Кутюлина	Диаграмма Макдональда—Кацеры	Диаграмма Виленского (серия)
Мантуровская	Щелочной базальт (+9,0)	ТрДП(-1,30)	Щелочной базальт	Слабощелочная
Имагдинская	Оливиновый толеит (-0,9)	ТрДП(-2,97)	Толейт	Субизвестково-натровая
Накоховозская	Оливиновый толеит (-11,4)	ТрДП(-0,84)	Щелочной базальт	Субизвестково-натровая
Хюттинская	Оливиновый толеит (-4,0)	ТрДП(-2,81)	Толейт	Субизвестково-натровая
Макусовская	Оливиновый толеит (-5,2)	ТрДП(-2,18)	Толейт	Субизвестково-натровая

Сопоставление дифференциатов интрузий по признаку их щелочности различными методами

Дифференциат	Мантуровская			Имангдинская			Накохозовская			Хюктинская			Макусовская		
	КП	МК	К	КП	МК	К	КП	МК	К	КП	МК	К	КП	МК	К
Г <sub>витр</sub>	Щ. б с нефел.	Щ. б	КОБ (+1,62)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	О. т (-6,8)	Т	—
Г <sub>о(верх)</sub>	Щ. б (+13,1)	Щ. б	КОБ (+0,17)	—	—	—	О. т (-9,0)	Щ. б	—	О. т (-10,2)	Щ. б	—	—	—	—
Г <sub> и Г<sub>т</sub></sub>	Щ. б с нефел.	Щ. б	КОБ (+0,57)	Щ. б (+1,1)	Щ. б	ТрДП (-1,02)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Г <sub>д</sub>	—	—	—	Щ. б (+4,0)	Т	ТрДП (-7,84)	Щ. б (+16,2)	Щ. б	ТрДП (-0,78)	Щ. б (+2,3)	Т—щ. б	ТрДП (-3,11)	Щ. б (+26,2)	Щ. б	—
Г <sub>д и Г<sub>бо</sub></sub>	Щ. б (+25,6)	Щ. б	КОБ (+0,64)	—	—	—	Щ. б (+7,9)	Щ. б	ТрДП (-0,87)	—	—	—	О. т (-9,5)	Щ. б	—
Г <sub>со</sub>	Щ. б (+2,5)	Т	ТрДП (-4,94)	Щ. б (+1,7)	Т	ТрДП (-3,72)	О. т (-13,0)	Т	—	О. т (-6,6)	Т	—	Щ. б (+15,6)	Щ. б	ТрДП (-0,87)
Г <sub>о</sub>	О. т (-8,5)	Т	—	Щ. б (+4,4)	Т	ТрДП (-3,96)	О. т (-5,1)	Т—щ. б	—	О. т (-5,4)	Т	—	О. т (-11,7)	Т	—
Г <sub>тр и Г<sub>п</sub></sub>	О. т (-4,8)	Т	—	О. т (-23,1)	Т	—	О. т (-16,8)	Т	—	—	—	—	—	—	—
Г <sub>т</sub>	О. т (-6,0)	Т	—	О. т	Щ. б	—	О. т (-12,9)	Т	—	О. т (-3,4)	Т	—	—	—	—
Г <sub>к</sub>	Щ. б (+9,7)	Т	ТрДП	О. т (-1,5)	Т	—	О. т (-2,3)	Щ. б	—	О. т (-5,1)	Т	—	—	—	—

Примечание. Щ. б — щелочной базальт; О. т — оливиновый толеит; Т — толеит; ТрДП — траппы древних платформ; КОБ — континентальные оливиновые базальты. КП, МК и К см. на табл. 36.

## Сопоставление средних и средневзвешенных составов дифференцированных интрузий Имангдинского района

Окисел	Средние траппы (Кутюлин, 1972)	Мантуров- ская		Имангдин- ская		Накохозов- ская		Хюктинская		Макусовская	
		средние	средневз- вешенные	средние	средневз- вешенные	средние	средневз- вешенные	средние	средневз- вешенные	средние	средневз- вешенные
SiO <sub>2</sub>	48,43	46,59	46,89	46,69	46,96	47,50	47,84	47,95	48,44	47,60	47,44
TiO <sub>2</sub>	1,48	0,98	1,07	0,95	1,00	1,26	1,29	1,45	1,54	1,43	1,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,35	14,44	13,47	16,11	16,79	14,85	14,92	14,78	14,80	14,72	14,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,59	3,40	3,75	2,54	2,31	3,53	3,87	2,93	3,16	4,28	4,56
FeO	9,39	7,66	8,24	8,39	8,23	9,12	8,68	9,55	9,40	8,85	8,25
MgO	6,18	10,16	10,61	9,26	7,86	8,08	7,48	7,04	6,05	7,24	7,03
MnO	0,19	0,17	0,19	0,14	0,14	0,21	0,19	0,22	0,22	0,22	0,20
CaO	10,69	10,42	9,66	11,05	11,67	9,45	9,55	10,33	10,63	10,36	9,72
Na <sub>2</sub> O	2,18	2,07	2,30	1,82	1,72	2,15	2,42	2,28	2,37	2,28	2,65
K <sub>2</sub> O	0,73	1,05	1,01	0,79	1,04	1,16	1,00	0,93	0,89	0,87	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,08	0,12	0,11	0,08	0,24	0,16	0,15	0,16	0,16	0,17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,14	0,16	0,14	0,13	0,05	0,06	0,05	0,03	0,02	0,05
П. п. п.	—	2,85	2,60	2,29	2,44	2,46	2,56	2,46	2,43	2,06	2,37
С у м м а	—	100,01	100,07	100,29	100,37	100,06	100,02	100,12	100,12	100,09	99,91
S	—	0,21	0,18	0,20	0,23	0,23	0,20	0,12	0,14	0,28	0,18
Колич. ана- лизиров	176	72	70	39	30	59	64	36	36	13	17

картины магматизма района вряд ли приведет к правильным результатам. В этом отношении непротиворечивые результаты получаются при использовании петрохимической диаграммы А. М. Виленского (1970) для отнесения интрузий по их средним составам к различным по щелочности петрогенетическим сериям траппов (для описываемых интрузий — слабощелочная и субизвестковонатриевая) без какого-либо резкого формального разделения на толенты (траппы) и щелочные базальты, которого в природе в данном случае, по-видимому, не существует.

Отсюда вытекает и ответ на поднимаемый в последнее время в литературе вопрос — траппы или нетраппы норильские дифференцированные интрузии. Очевидно, что это наиболее магниальные проявления трапповой магмы различной степени щелочности. Об этом же говорит и близость средних и средневзвешенных составов дифференцированных интрузий и части недифференцированных и слабодифференцированных интрузий Норильского и Имангдинского рудных узлов, вообще отличающихся заметно большей основностью проявляющейся магмы по сравнению с составом среднего траппа Сибирской платформы. Это можно видеть в табл. 39, где приводятся средние и средневзвешенные составы описываемых дифференцированных интрузий в сравнении с составом среднего траппа (Кутюлин, 1972). Различия средних и средневзвешенных составов по интрузиям довольно существенны благодаря сложности учета полной мощности того или иного дифференциата по интрузии. Поэтому в различного рода петрохимических сопоставлениях (см. табл. 28—32, рис. 27—31) мы использовали лишь средние по интрузиям, которые подсчитывались, исходя из общего количества проявившихся дифференциатов в относительно равном



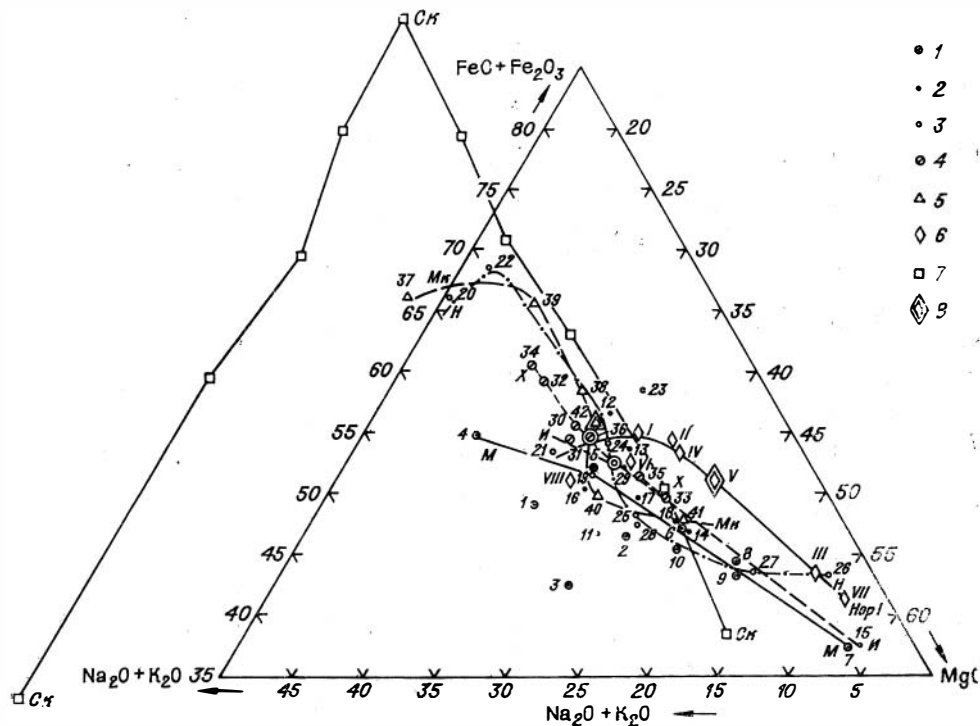


Рис. 38. Диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO}$  для дифференцированных интрузий Имангдинского рудного узла и сопоставляемых интрузий Норильск-I и Скаергардской.

Дифференциаты интрузий: 1 — Мантуровской; 2 — Имангдинской; 3 — Накохозовской; 4 — Хюктинской; 5 — Макусовской; 6 — Норильск-I (Годлевский, 1959; Золотухин, 1964); 7 — Скаергардской (Уэйджер, Браун, 1970); 8 — средние составы соответствующих интрузий.

развитии, за вычетом явно метасоматически измененных пород диоритового и габбро-диоритового состава, там где они широко проявились (интрузии Макус, Накохоз) и витрофировых пород — ввиду их относительно малого распространения.

Интересно рассмотреть особенности дифференциации описываемых интрузий на тройной диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO}$ , представленной на рис. 38. Можно видеть, что серии пород Мантуровской и Имангдинской интрузий располагаются вдоль кривой дифференциации интрузии Норильск-I, а интрузии Накохоз, Макус и Хюкта тяготеют к кривой дифференциации для Скаергардской интрузии или, во всяком случае, уклоняются в ее сторону. Сказанное означает, что в процессе дифференциации внедрившейся магмы в интрузиях, по-видимому, существовал различный режим кислорода (Золотухин, 1964<sub>1,2</sub>). При этом следует подчеркнуть, что ближе к скаергардскому пути располагаются интрузии с менее четкой дифференциацией, а к норильскому — с более полно проявившейся дифференциацией. Особенно интересно это обстоятельство оценить в свете имеющихся представлений об этих интрузиях как ветвях единого интрузивного тела.

Та же картина наблюдается и на диаграмме Осборна (Osborn, 1959), которая связывает  $\text{SiO}_2 - \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$  пород, и на которую были нанесены данные для исследованных дифференцированных интрузий Имангдинского рудного узла, образующих веер породных серий от Имангдинской через Мантуровскую и Накохозовскую к Хюктинской и, наконец, Макусовской (рис. 39). На диаграмме можно видеть промежуточный характер этих серий между случаем с постоянным давлением кислорода и

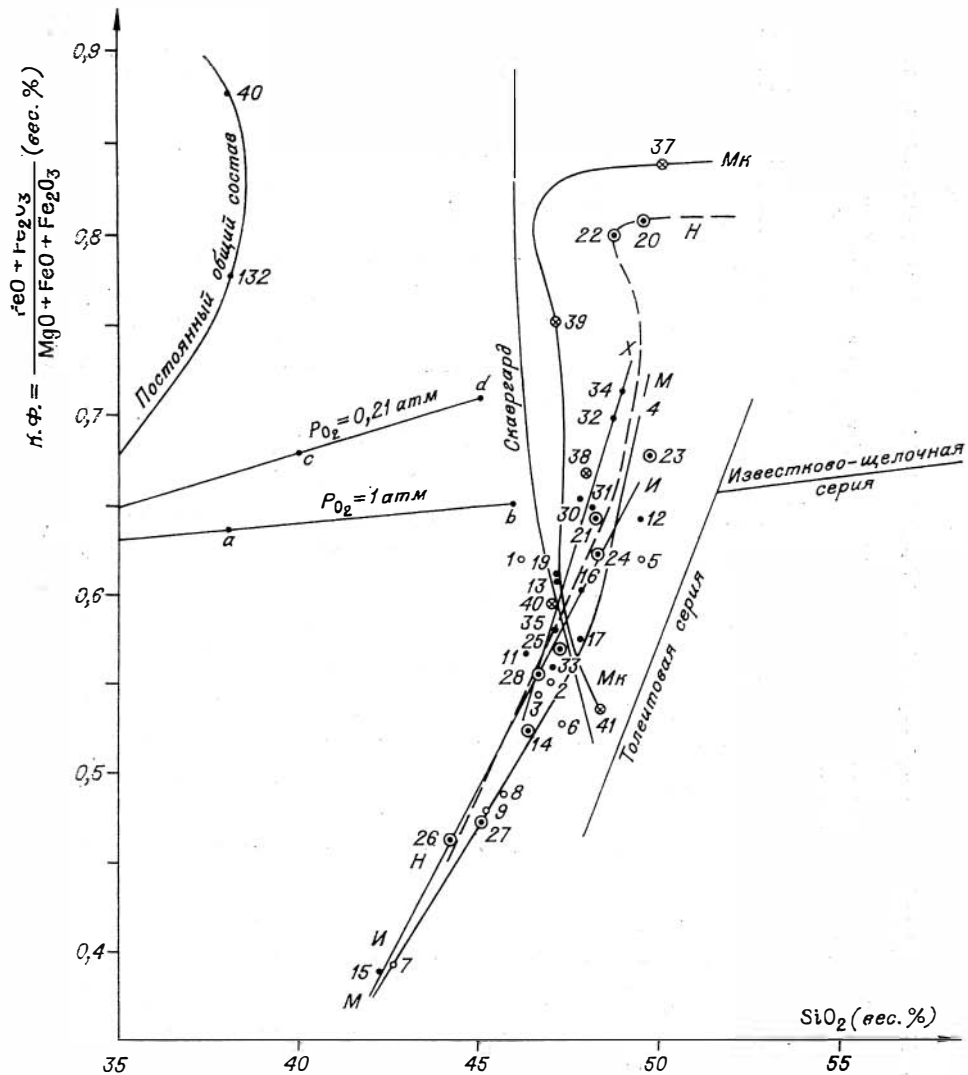


Рис. 39. Диаграмма  $\text{SiO}_2 - \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$  (вес. %) (Osborn, 1959) в применении для дифференцированных интрузий Имангдинского рудного узла (М — Мантуровская, И — Имангдинская, Н — Накохозовская, Х — Хюкшиская, Мк — Макусовская интрузии).

случаем с постоянным общим составом, причем к последнему ближе всего серия пород, слагающих Макусовскую интрузию, а к первому — Мантуровскую и Имангдинскую.

Некоторое представление об изменении содержаний редких элементов в разрезе дифференцированных интрузий, помимо табл. 28---32, дает табл. 40, составленная по данным спектральных полуколичественных анализов, в общем подтверждаемых и химическими определениями отдельных элементов. Из нее можно видеть, что наибольшие содержания Cu, Ni, Co, Mo фиксируются в пикритовых и такситовых горизонтах интрузий. К нижним горизонтам предпочтительно тяготеют также повышенные содержания Zn, а к верхним — Sr, Ga, Ba, Be, Zr, Sc, Y и Pb (габбро-диориты, безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты). Отличаются повышенным содержанием ряда редких элементов также верхние такситовые габбро-до-

Таблица 40

Средние содержания микроэлементов по данным спектрального анализа в разрезе некоторых дифференцированных интрузий (спектральная лаборатория ИГиГ СО АН СССР)

Элемент	Мантуровская (верх→низ)								Накохозовская (верх→низ)							
	Г <sub>к</sub>	Г <sub>т</sub> и F	Г <sub>д</sub>	Г <sub>бо</sub> и Г <sub>ос</sub>	Г <sub>о</sub> и Г <sub>тр</sub>	Г <sub>п</sub>	Г <sub>т</sub>	Г <sub>к</sub>	Г <sub>к</sub>	Г <sub>д</sub>	Г <sub>бо</sub> и Г <sub>ос</sub>	Г <sub>о</sub>	Г <sub>т</sub> и Г <sub>п</sub>	Г <sub>т</sub>	Г <sub>к</sub>	Г <sub>в</sub> итр (пс. тах)
Cu ( $n \cdot 10^{-3}$ )	5	17	6	20	8	30	300	10	3	10	7	24	137	250	70	20
Ni ( $n \cdot 10^{-3}$ )	3	11	2	8	20	100	200	30	7	7	20	35	127	112	55	7
Co ( $n \cdot 10^{-3}$ )	1	1	1	2	3	6	3	2	2	3	3	2	7	10	2	1
Pb ( $n \cdot 10^{-4}$ )	2	2	10	1	—	—	—	—	—	—	—	4	—	1,5	2	—
Zn ( $n \cdot 10^{-3}$ )	1	4	6	20	11	20	—	3	10	—	5	6	10	15	3	3
Ga ( $n \cdot 10^{-3}$ )	2	2	4	4	2	2	2	2	2	20	6	3	2	3	1,5	3
Sr ( $n \cdot 10^{-2}$ )	2	2	3	1,5	1	—	—	3	1	—	5	1	—	—	1	—
Ba ( $n \cdot 10^{-2}$ )	2	2	—	1	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—
Be ( $n \cdot 10^{-4}$ )	Сл.	1	1	—	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	Сл.
Mo ( $n \cdot 10^{-5}$ )	Сл.	Сл.	2	5	5	7	5	Сл.	2,5	—	—	1	5	5	2,5	Сл.
V ( $n \cdot 10^{-2}$ )	1	1	2	3	2	2	1	1	1	0,6	0,8	1	1	1,5	1,5	1
Zr ( $n \cdot 10^{-3}$ )	2	3	1,5	7	4	3	2	3	2,5	—	2,5	3	1	1	3	3
Sc ( $n \cdot 10^{-3}$ )	1	2	5	2	1	1	—	1	—	—	1	1	—	—	3	1
Y ( $n \cdot 10^{-4}$ )	4	11	10	10	1	—	—	3	—	—	2,5	2	1	—	3	3
Ag ( $n \cdot 10^{-4}$ )	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Колич. образцов . . . . .	3	3	2	2	3	3	1	1	2	1	2	8	3	2	2	1

Примечание. Sn, As, Sb, W, Bi в пробах не обнаружены; Cr, Mn, Ti, P—см. табл.33, 34.

лериты и габбро; в частности, в них наблюдается небольшой верхний максимум меди и никеля, сопряженный с верхним максимумом серы. Интересно отметить, что верхние и нижние контактовые габбро-долериты сильно отличаются по содержанию никеля и меди и мало по содержанию остальных анализированных элементов. Как можно видеть из табл. 39, нижние контактовые габбро-долериты содержат никель и медь иногда на порядок выше по сравнению с верхними контактными габбро-долеритами. Это обстоятельство, ввиду одновременного наиболее раннего возникновения контактовых долеритов, свидетельствует в пользу позднего наложенного характера медно-никелевой минерализации на сформировавшиеся ранее однородные контактовые дифференциаты интрузий. В то же время обращает на себя внимание заметная разница в содержаниях многих редких элементов при сопоставлении контактовых габбро-долеритов и близких к ним по минералогическому и химическому составу оливиновых габбро-долеритов из центральных частей этих интрузий, что свидетельствует о перераспределении в камере большей части редких элементов внедряющейся магмы в процессе дифференциации.

Имеющиеся данные по многочисленным химическим определениям отдельных редких элементов в этих интрузиях в общем подтверждают порядок цифр, приводимых в табл. 40, как и вытекающие из нее приведенные выше соображения. Следует также отметить как интересную особенность Мантуровской интрузии значительно повышенные по сравнению с известными отношения суммы платиноидов к меди и никелю в содержащихся в ней вкрапленных и прожилково-вкрапленных рудах, что представляет большой интерес для решения генетических вопросов оруденения и нуждается в дальнейшем детальном изучении. Мантуровская интрузия отличается от остальных также несколько повышенными содержаниями титана, хрома, никеля, меди.

## Г л а в а VII

### ОСОБЕННОСТИ МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ МАНТУРОВСКОЙ И ДРУГИХ ИНТРУЗИЙ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ РУДОНОСНОСТИ

Сопоставление окисловых профилей интрузий с различной степенью дифференциации приводит к выводу о прямой зависимости количества флюктуаций в содержаниях того или иного окисла при одновременном снижении их абсолютного значения при переходе от полнодифференцированных через менее четко дифференцированные к недифференцированным интрузиям. Наиболее четко эта тенденция заметна по распределению по разрезу магния. Так, в Мантуровской интрузии можно видеть (см. рис. 32) достаточно плавное уменьшение содержания MgO от пикритовых габбро-долеритов вверх и вниз по разрезу, причем основной максимум явно тяготеет к нижней части интрузии и обусловлен интенсивным накоплением внизу раннего магнезиального оливина. Привлекает внимание при этом проявление и выше по разрезу одиночных мелких максимумов магния, также, несомненно, связанных, как показывает петрографическое изучение, с некоторым обогащением пород оливином. В Накоховской интрузии (см. рис. 33) в разрезе появляется уже несколько максимумов MgO, причем величина их сопоставима друг с другом. Обусловлены они, как показывает петрографическое изучение, присутствием в разрезе среди оливиновых габбро-долеритов нескольких «подвешенных» горизонтов обогащенных оливином пород — троктолитовых габбро-долеритов. Большой из всех максимум тем не менее все еще фиксируется в нижней части интрузии.

В достаточно мощной пойкилоофитовой интрузии габбро-долеритов (судя по химанализам ЦХЛ КГУ по скв. ИМ-20) уже можно видеть лишь многочисленные мелкие максимумы  $MgO$  на всем интервале ее разреза (см. рис. 34), обусловленные незначительным обогащением пород зернами магнезиального оливина по сравнению с обычными оливиновыми габбро-долеритами. Остальные окислы также дают неоднократно максимумы, сопряженные с некоторым изменением по разрезу количества породообразующих минералов, как это можно было видеть на общих схематических вариационных окисловых профилях (см. рис. 27—34).

Полученные петрохимические данные о распределении компонентов в разрезах трапповых силлов (см. рис. 32—34) недавно были проанализированы с помощью теории направленной кристаллизации (Шарапов, Исаенко, Киргинцев, 1976) с целью выявления областей кристаллизации и установления величин эффективных коэффициентов распределения для отдельных компонентов в разрезах интрузивов с различной полнотой дифференциации. Анализ показал, что при кристаллизации трапповых силлов обнаруживаются две области направленной кристаллизации: 1) бездиффузионная (контактные долериты) и 2) диффузионная ритмическая кристаллизация, существенно осложненная сегрегационными явлениями и возникающая в условиях концентрационного переохлаждения. Так, в недифференцированных силлах в верхней половине интрузивов проявляются «зачатки» ритмической кристаллизации, характеризующиеся эффективными коэффициентами распределения ( $K_{эф}$ ) 0,8—1,2. В нижней части тел  $K_{эф}=1$ . В слабодифференцированных интрузивах ритмическая кристаллизация более существенна ( $K_{эф}=0,6—1,6$ ). Своеобразнее протекает кристаллизация в дифференцированных силлах, где в верхней части тел отмечается ритмическая кристаллизация, а в нижней — сегрегационный рост коры. Соответственно,  $K_{эф}$  в нижней части силлов по магнию достигает 2,5—3, тогда как в верхней он всегда меньше 2. Таким образом, уже в субвулканической, магматической фации глубинности начинают проявляться те особенности кристаллизации базитовых магм, которые наиболее ярко развиваются в условиях гипабиссальной и мезоабиссальной магматических фаций глубинности.

Как уже говорилось выше, главные породообразующие минералы достаточно закономерно изменяют свой состав по разрезу интрузий в случае их четкой дифференциации (Мантуровская). Чем ближе к пикритовому горизонту, тем, как правило, более магнезиальными становятся темноцветные минералы и более основным плагиоклаз. В интрузиях с менее четкой дифференциацией (Накохозовская) на фоне указанной выше тенденции возникают флюктуации состава минералов в результате появления в разрезе «подвешенных» горизонтов троктолитовых габбро-долеритов с наиболее магнезиальным оливином и наиболее основным плагиоклазом. Малый общий интервал железистости клинопироксенов осложняет прослеживание подобных же флюктуаций состава у пироксенов. Увеличение количества максимумов окислов по разрезу недифференцированных интрузий, по-видимому, фиксирует уже появление более четких ритмов в ее строении, сопряженных, очевидно, с чередованием пород с более магнезиальными и несколько более железистыми темноцветными минералами и прежде всего оливином. Подобная же ритмика описывалась ранее в слабодифференцированной Моронговской интрузии (Коровяков и др., 1963), где отмечены были в ритмах наиболее магнезиальные оливины (форстерит).

Большой интерес представляют температурные оценки, полученные на базе имеющихся аналитических данных по составу темноцветных минералов и пород. По ряду геотермометров есть результаты, близкие к температурным оценкам по гомогенизации расплавных включений в пироксенах, полученных ранее для Норильских дифференцированных интрузий. По распределению магния между оливином и расплавом оценен наиболее вероятный температурный интервал начала кристаллизации исходного расплава

(1300—1390°C). По распределению в сосуществующих пироксенах магния и железа, а также кальция и магния в клинопироксенах получены оценки температурного интервала основной и конечной стадии равновесной кристаллизации исходной магмы. Интересно отметить, что поскольку температура возникновения пикритовых и троктолитовых образований заметно выше температуры всех других габбро-долеритов, то для менее четко дифференцированных интрузий следует допускать «зависающие» в магме слои, что возможно, по-видимому, за счет ступцов и сегрегаций кристаллов первичного оливина, возникающих при движении внедряющейся магмы. Еще более затяжное безостановочное внедрение, по-видимому, приводит к возникновению недифференцированных интрузий с мелкими локальными микроритмами. Для полнодифференцированных интрузий, по-видимому, наиболее благоприятно быстрое внедрение с последующей остановкой в камере, но практически процесс внедрения, очевидно, состоит из пульсационных подвижек и остановок, благодаря чему возникает как расслоенность, так и ориентированные текстуры, а впоследствии и горизонты такситовых габбро-долеритов и габбро (Золотухин, 1964<sub>1</sub>). Чередование движения и покоя внедряющейся магмы — необходимое условие возникновения соответственно ориентированности и отсадки зерен кристаллизующегося оливина. С падением температуры и резким возрастанием вязкости магматического расплава, как было показано нами ранее (Золотухин, Васильев, 1967), условия для садки минералов исчезают.

Продолжающееся движение магмы приводит лишь к формированию ориентированных текстур в породах интрузий, которые особенно четко следятся при изучении ориентированности зерен оливина и плагноклаза, а также к сегрегации ранних кристаллов в мелкие «зависающие» прослои.

Изучение первичных магматических текстур Имангдинской, Накохозовской и Макусовской интрузий по имеющимся немногим обнажениям вдоль одноименных рек имело фрагментарный характер. Тем не менее ориентирные диаграммы для обнажающихся дифференциатов той или иной интрузии позволили построить сводные ориентирные диаграммы (или ориентирные диаграммы второго порядка, если построение происходило не по одиночным замерам, а по их максимумам). Рассматривая эти диаграммы (рис. 40—42) можно видеть общее направление планпараллельности по (010) плагноклаза (полосчатости), отвечающее направлению ориентирующих поверхностей контакта, и направление линейности, которое можно построить графически (Золотухин, 1958, 1962), зная положение на узорах главных максимумов плагноклаза, отвечающих  $\perp(010)$  и  $\perp(001)$ . Системы трещин отдельности (нормали к ним) локализируются в виде ореолов, сопровождающих максимумы ориентировки плагноклаза на ориентирных диаграммах. Для интрузии Накохоз направление полосчатости (восток, под углом 30—40°), отвечает направлению плоскости погружающегося контакта. Имангдинская и Макусовская интрузии имеют близкие узоры сводных ориентирных диаграмм, из которых видно,

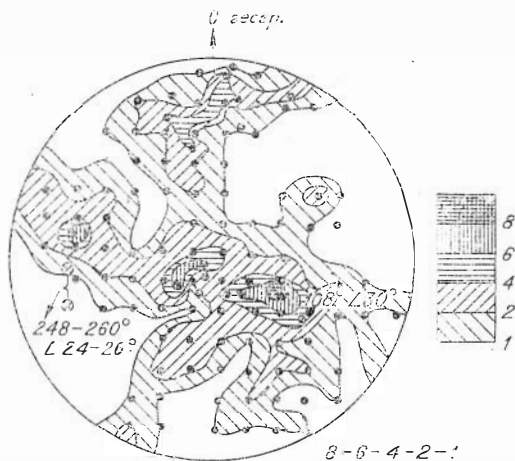


Рис. 40. Сводная ориентирная диаграмма второго порядка для максимумов плагноклаза пород Имангдинской интрузии (разрез по р. Имангде). Построена на основе 55 максимумов; 8—6—4—2—1 — изолинии плотности распределения максимумов (темные кружки — опорные точки). Планпараллельность — 108  $\angle$  30, линейность — 248—260  $\angle$  24—26°.

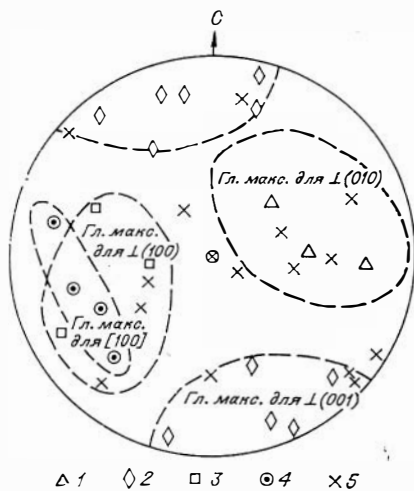


Рис. 41. Сводная ориентирная диаграмма максимумов плагиоклаза для пород верхней и средней части Накохозовской интрузии (разрез по руч. Накохоз).

1—4 — максимумы: 1 —  $\perp(010)$ , 2 —  $\perp(001)$ , 3 —  $\perp(100)$ , 4 —  $\perp(100)$ ; 5 — нормали к системе плоскостей отдельности. Средние значения — планпараллельности —  $48^\circ - 90^\circ < 32^\circ - 40^\circ$ , линейности —  $280^\circ < 20^\circ - 225^\circ < 30^\circ$  (ср.  $256^\circ < 30^\circ$ ).



Рис. 42. Сводная ориентирная диаграмма второго порядка по 36 максимумам плагиоклаза для верхней и средней части Макусовской интрузии (разрез по р. Макус).

1 — нормали к системам трещин отдельности; 2 — нормаль к ближайшей плоскости контакта; 3 — крайние положения главных максимумов  $[100]$ ; 4 — опорные точки для проведения изолиний концентрации. Средние значения планпараллельности —  $75^\circ < 34^\circ - 168^\circ < 16^\circ$ ; линейности —  $230^\circ - 240^\circ < 12^\circ - 32^\circ$ .

что плоскости контакта здесь изгибаются в направлении восток-северо-восток — юг-юго-восток. Линейность, фиксируемая вытянутостью кристаллов плагиоклаза, воздымается здесь приблизительно с востока на запад для Имангдинской интрузии, с восток-северо-востока на запад-юго-запад для Макусовской и Накохозовской интрузий.

Интересно, что при несколько отличающихся для интрузий направлениях контактов направления линейности здесь близки. Линейность, отражающая направление растягивающих усилий в магме, близко совпадая здесь с направлением воздымания самих интрузивных тел (с востока на запад), фиксирует в данном случае явно направление течения магмы (рис. 43). Судя по петроструктурным узорам, направления течения магмы для этих трех интрузий образуют слабо расходящийся веер (см. рис. 43). Причем слияние их на глубине можно ожидать ориентировочно в одном-двух десятках километров восточнее изученных обнажений. Там можно предполагать ответвление интрузий от единого пологого тела либо субвертикального подводящего канала, на обсуждении чего мы остановимся несколько далее.

Результаты определения абсолютного возраста пород из дифференцированных интрузий Имангдинского рудного узла калий-аргоновым методом (Васильев и др., 1971) представлены в табл. 41. Можно видеть, что в целом возраст интрузий соответствует интервалу, выявленному ранее традиционными геологическими методами (пермо-триас), но аналитические ошибки оказываются настолько большими, что судить по ним о возрастной последовательности интрузий или отдельных дифференциатов в установленном интервале 229—246 млн. лет не представляется возможным. В отдельных случаях, как для оливиновых габбро-долеритов Имангдинской интрузии, получаются даже даты, не соответствующие геологической обстановке.

Как показали определения Л. Н. Гриненко (Виноградов, Гриненко, 1966) изотопного состава серы сульфидов из дифференцированных интрузий Имангдинского района (Мантуровская, Накохоз), общие пределы вариаций  $\delta S_{34}$  (‰) составляют интервал  $(+0, 52) - (+1, 35)$ , а среднее значение  $\delta S_{34} = +1, 08\%$ . По оценке Л. Н. Гриненко количество ассимилированной осадочной серы достигает здесь более 50%. Интересно попутно заметить, что в интрузии Накохоз обогащение сульфидов тяжелым изотопом серы заметно меньше, чем в Мантуровской. Соответственно интервалы для  $\delta S_{34}$  (‰) составляют  $(+0, 52) - (+0, 92)$  и  $(+0, 99) - (+1, 35)$ . Как полагает Л. Н. Гриненко (1966), значительная доля ассимилированной сульфатной серы при низком общем содержании серы в интрузиях (меньше 0,2%) «означает, что магма таких интрузий содержала мало собственно ювенильной серы, содержание которой было соизмеримо или меньше количества заимствованной серы» из пород, к стати сказать, более древних, чем сульфатсодержащие верхнедевонские.

Исходя из положения дифференцированных интрузий в стратиграфическом разрезе, их залегания и взаимного расположения (см. рис. 3, 4), близкого (см. табл. 41) абсолютного возраста (разброс в значениях между дифференциатами одной интрузии больше, чем разница в значениях между отдельными интрузиями), а также с учетом сходного типа внут-

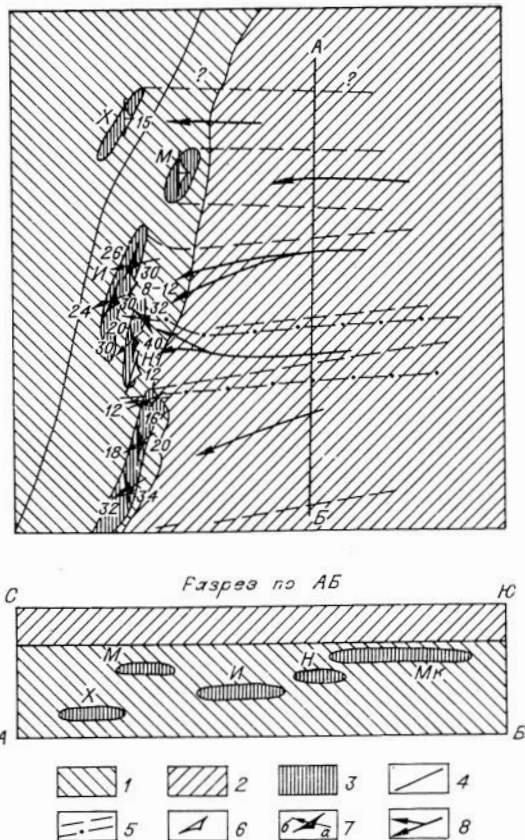


Рис. 43. Схема вероятного глубинного строения Имангдинского рудно-магматического интрузивного пучка.

1 — породы нижне-среднепалеозойского структурного яруса платформы; 2 — породы верхнепалеозойского-нижнемезозойского структурных ярусов платформы; 3 — дифференцированные интрузии (М — Мантуровская, И — Имангдинская, Н — Накохозовская, Х — Хюктинская, Мк — Макусовская); 4 — ограничения Имангдинской зоны разломов; 5 — вероятные глубинные продолжения интрузивных тел; 6 — общее направление погружения интрузий по геологическим данным; 7 — данные по микроструктурным анализам (по плагиоклазу); а — план-параллельность, б — линейность; 8 — вероятные направления движения магмы при формировании интрузий.

Таблица 41

Результаты К-Аг датирования (млн. лет) дифференцированных интрузий Имангдинского рудного узла (аналитик Л. В. Фирсов, ИГиГ СО АН СССР)

Дифференциаты интрузий	Имангдинская	Мантуровская	Накохозовская
Габбро и верхний такситовый габбро-долерит	—	244	—
Оливиновый габбро-долерит	319 ± 5?	229	246
Пикритовый »	229	244	—
Такситовый »	244	229	233



ренного строения и близости среднего химического и минералогического состава ряда интрузий намечается следующая схема становления всей группы дифференцированных интрузий Имангдинского рудного узла. Вдоль ослабленной субмеридиальной зоны Имангдинского глубинного разлома, располагающегося параллельно восточному борту Хантайско-Рыбинского вала и продолжающегося далее к югу, происходили внедрения (по-видимому, неоднократные) траптовой магмы. Магма, послужившая исходной для дифференцированных интрузий, поднялась по субвертикальному каналу, расположенному восточнее местоположения всей группы интрузий и внедрилась с востока на запад, судя по положению воздымающимся в этом направлении языковидным телам интрузий и линейной ориентировке первичных магматических текстур пород, изученных для Имангдинской (Золотухин, Васильев, 1967), Накохозовской и Макусовской интрузий (см. рис. 43).

О последовательности внедрения этих близко одновременных интрузий что-либо категорично утверждать трудно. Тем не менее общие соображения позволяют предполагать первоначальное внедрение и становление интрузии Макус, затем соответственно Мантуровской, Накохозовской, Имангдинской и Хюктинской интрузий, т. е. осваивание магмой сначала верхних, а затем все более низких этажей стратиграфического разреза района (рис. 3, 43). В пользу такой последовательной миграции камер интрузий сверху вниз говорит отсутствие данных о взаимном пересечении интрузий (например, более «древних» нижних более «молодыми» верхними). Учитывая близкое направление внедрения и сближенность места их локализации и в разрезе, и в плане, можно думать, что верхняя ранее внедрившаяся интрузия (например, Макус) будет представлять «экран» или солидное дополнительное препятствие на пути следующих порций магмы, заставляя их локализоваться ниже по разрезу вмещающей толщи пород. О более раннем внедрении интрузии Макус говорит также интенсивная брекчированность (и как ее результат — интенсивная измененность) пород верхней части разреза интрузии, поскольку условия быстрого остывания при продолжающемся внедрении способствуют переходу в головной части интрузии к хрупким деформациям. Последующие интрузии внедряются во все более предварительно прогретые породы. Скорость остывания их замедляется с возрастанием возможности более полной камерной дифференциации, и роль хрупких деформаций при становлении последующих интрузий становится менее значительной. Об этом же свидетельствует максимальная интенсивность метасоматической переработки совместно с железоруденением в верхней части интрузии Макус (наблюдаемое и в интрузии Накохоз), так как в таком изменении, по-видимому, участвуют и постмагматические растворы, связанные с нижележащими более молодыми породами. Это подтверждают и наблюдающиеся кое-где по скважинам (например, ИМ-34) брекчирование и метасоматическое замещение вдоль трещин даже самих вмещающих пород (известняков), разделяющих интрузии.

Альтернативное предположение, что более поздние интрузии ответвляются не от субвертикального подводящего канала, а от глубинной части более ранней интрузии, ничего не меняет в цепи вышеприведенных рассуждений. Следует добавить однако, что в этом случае, судя по признаку близости средних составов интрузий, более вероятно слияние на глубине соответственно Накохозовской, Макусовской и Хюктинской в одно интрузивное тело, а Имангдинской и Мантуровской — в другое (при сохранении для обоих тел общего подновляющегося подводящего магматического канала).

Переходя к особенностям проявления и распределения в интрузиях сульфидного и магнетитового руденения, подчеркнем одновременно отличия их по типу дифференциации. Как можно видеть на диаграм-

мах (рис. 38, 39), дифференциация Мантуровской и Имангдинской интрузий приближается к норильскому типу; что касается Хюктинской, Накохозовской и Макусовской, то они уже в значительной мере тяготеют к аламджахскому (скаергардскому) типу дифференциации. Имеются отличия и в развитии такситовых габбро-долеритов в пределах сопоставляемых интрузий. Мантуровская и Имангдинская интрузии обладают четкими горизонтами нижних и верхних основных содержащих сульфиды пегматоидов (такситовые габбро-долериты и габбро), приближающимися эти интрузии по схеме строения к интрузии Норильск-1. Накохозовская и в еще большей мере Хюктинская интрузии имеют гораздо менее четкие горизонты только нижних такситовых габбро-долеритов, также сопровождаемые вкрапленностью сульфидов. В Макусовской интрузии какого-либо горизонта такситовых габбро-долеритов пока не найдено, хотя присутствие сульфидной вкрапленности в нижней части интрузии позволяет надеяться, что в дальнейшем при более детальном изучении он, возможно, будет обнаружен. Четкая связь сульфидной вкрапленности с основными пегматоидов, как уже говорилось, особенно хорошо проявляется в Мантуровской интрузии, где в интервалах безрудных пикритовых габбро-долеритов сульфидная вкрапленность обнаруживается всякий раз, когда среди них появляются «прослоп» такситовых габбро-долеритов.

В то же время во всех указанных интрузиях в верхних их частях (безоливиновые габбро-долериты и габбро-диориты) имеют место значительные концентрации магнетита и титаномагнетита, не позволяющие считать их акцессорными. В Макусовской интрузии содержания магнетита особенно велики, и с нею, как известно, связано одноименное скарное месторождение магнетита. Пржилки сплошного магнетита наблюдались и в верхней части соседней Накохозовской интрузии. Как уже говорилось выше, магнетит здесь представляет собой типичный метасоматический минерал и сопровождается среднетемпературными метасоматитами типа инфильтрационных скарнов.

Титаномагнетитовая минерализация, хотя и более высокотемпературна, но также имеет отчетливые признаки замещения нерудных минералов (в основном клинопироксена) и сопровождается рядом высокотемпературных метасоматических минералов (бурая роговая обманка, зеленый клинопироксен, альбит, реже биотит, гранат и др.).

Вкрапленность сульфидов (пирротин, халькопирит, пентландит и др.) в нижней части интрузий, а также в горизонтах верхних пегматоидов также сопровождается рядом высокотемпературных реакционных минералов (бурая и зеленая роговые обманки, биотит, гранат, зеленый клинопироксен и др.). Таким образом, имеет место картина, аналогичная той, которая наблюдается в рудоносных интрузиях Норильского района (Золотухин, 1964; Золотухин и др., 1975). По аналогии с этими интрузиями можно утверждать, что и в данном случае рудоносные высокотемпературные растворы генерировались основными пегматоидами (выделение титаномагнетита и далее — сульфидов). С падением же температуры растворов физико-химические условия были таковы (соотношение  $\mu\text{S}/\mu\text{O}_2$ , возрастание окислительного потенциала и т. д.), что в дальнейшем осуществлялось выделение не сульфидов, а магнетита (Золотухин, 1964<sub>1,2</sub>; Золотухин, Васильев, 1967). Подобная же последовательность рудных минералов, судя по их соотношениям, наблюдалась в интрузии Норильск-1 и особенно четко в Талнахской интрузии (Золотухин и др., 1975).

Оценивая перспективы сульфидоносности рассматриваемых дифференцированных интрузий Имангдинского рудного узла, следует выдвинуть среди них на первый план Имангдинскую и Мантуровскую интрузии, являющиеся по типу строения близкими аналогами рудоносной интрузии Норильск-1. Сочетание в них достаточно мощных пикритовых

я такситовых горизонтов при достаточно четкой дифференцированности этих магнезиальных интрузий представляет собой убедительное предварительное основание для высокой оценки их перспектив в отличие от Накохозовской, Хюктинской и Макусовской интрузий. Более обстоятельное изучение этого вопроса в последнее время с учетом многочисленных характеристических признаков, объединенных в группы (петрохимические, минералогические, признаки строения интрузий и геолого-тектонические признаки), логико-математическими средствами анализа (Васильев и др., 1973, 1974) позволило нам выделить как наиболее перспективный объект Имангдинского рудного узла, подлежащий первоочередному дальнейшему изучению, Имангдинскую интрузию. Достаточно высоко оценивается этими методами и Мантуровская интрузия. Заслуживают также дальнейшего изучения Накохозовская и Макусовская интрузии. Последняя, как говорилось выше, представляет большой интерес и из-за проявившегося здесь магнетитового оруденения. Мантуровская интрузия по предварительным данным опробования представляет большой интерес также для выяснения вопроса о повышенном в ней по сравнению со всеми другими интрузиями содержании платиноидов.

Резюмируя все сказанное выше, можно отнести Имангдинский рудный узел в целом к перспективным районам и рекомендовать как дальнейшее изучение упомянутых уже известных дифференцированных интрузий, так и выявление в его пределах новых рудоносных дифференцированных интрузий, тяготеющих к зоне Имангдинского глубинного разлома.

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Имангдинский рудный узел к востоку от Норильска располагает рядом сближенных в пространстве дифференцированных платинообразных рудоносных трапповых интрузий, приуроченных к зоне Имангдинского глубинного разлома, локализующихся в карбонато-мергелистых отложениях девона и полого погружающихся в восточном направлении.

2. Интрузии Имангдинского рудного узла обладают различной степенью дифференцированности — от полнодифференцированных до практически недифференцированных. По внутреннему строению к полнодифференцированным интрузиям по норильскому типу относятся Имангдинская и Мантуровская интрузии, менее четко дифференцирована Накохозовская и еще менее Хюктинская и Макусовская интрузии.

3. Петрографическое изучение показало, что Мантуровская и Имангдинская интрузии имеют упорядоченное расположение дифференциатов в пределах трехчленной расслоенной серии (снизу вверх пикритовые, оливиновые и оливинсодержащие до безоливиновых габбро-долериты), а также нижние и верхние основные пегматоиды и приближаются по строению к интрузии Норильск-1. Что касается остальных рассматриваемых интрузий, то у них либо отсутствует указанная упорядоченность, либо выпадают некоторые дифференциаты.

4. Детальное минералогическое изучение порообразующих минералов позволило выявить здесь бурые и зеленые клинопироксены, эволюция состава которых в процессе кристаллизационной дифференциации магмы отражает на основном этапе кристаллизации обеднение магмы кальцием и алюминием, что фиксируется и по составу плагиоклазов. В то же время возрастает отношение железа к магнию, что особенно ярко выявляется при изучении состава оливина и ортопироксенов. Наблюдается изменение состава всех порообразующих минералов

по разрезу интрузий, подчеркивающее состоявшуюся внутрикамерную дифференциацию внедрившейся магмы.

5. Исходя из полученных составов темноцветных минералов, методами геологической термометрии определяется температурный диапазон формирования дифференциатов интрузий, причем для пикритовых габбро-долеритов температуры начала формирования наибольшие (не менее 1300°C). По пироксенам устанавливается оптимальный температурный интервал (1300—1000°C) для основной стадии кристаллизации.

6. Петрохимическое изучение интрузий подтвердило петрографические данные о вещественной неоднородности интрузий по разрезу и выявило как продукт кристаллизации наиболее магнезиальной магмы Мантуровскую и Имангдинскую интрузии и менее основной магмы — близкие между собой по химизму Накохозовскую, Хюктинскую и Макусовскую интрузии.

7. Геологическое и петроструктурное изучение выявило четкие магматические текстуры течения. Взаимное расположение интрузий позволяет считать их близко одновременными последовательными внедрениями из одного и того же магматического канала в предполагаемом порядке— Макусовская, Мантуровская, Накохозовская, Имангдинская, Хюктинская с последовательным снижением горизонта внедрения.

8. Интенсивность метасоматических изменений пород экзоконтакта и самих интрузивных пород, а также частая избирательная приуроченность их к горизонтам с сульфидным и магнетитовым оруденением позволяют считать, как и для норильских интрузий, сульфидное оруденение также более поздним—наложенным, имеющим прямое отношение к развитию в интрузиях горизонтов основных пегматоидов. Магнетитовое оруденение типа проявившегося в интрузии Макус является уже ярко выраженным среднетемпературным скарново-метасоматическим.

9. Судя по рассмотренным интрузиям Имангдинского рудного узла, этот район перспективен на дальнейшие поиски новых рудоносных интрузий, а Имангдинская и Мантуровская интрузии заслуживают дальнейшего более детального изучения на предмет возможного обнаружения в них богатого сульфидного медно-никелевого оруденения.

- Булгакова Е. Н. Температурные условия формирования Норильских дифференцированных интрузий. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1971. 30 с.
- Васильев Ю. Р., Виленский А. Н., Дмитриев А. Н., Золотухин В. В., Карбышев В. Д., Рябов В. В., Шедрин Н. Ф. Новый этап исследований в применении дискретных математических методов в оценке перспектив рудоносности дифференцированных трапповых интрузий севера Сибирской платформы.— В кн.: Состояние и направление исследований по металлогении траппов. Красноярск, 1974, с. 113—114.
- Васильев Ю. Р., Дмитриев А. Н., Золотухин В. В. Распознавание и оценка никеленосных дифференцированных трапповых интрузий севера Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 1, с. 13—23.
- Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. О метасоматитах интрузива Макус (северо-запад Сибирской платформы).— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 187—210.
- Васильев Ю. Р., Золотухин В. В., Рябов В. В., Фирсов Л. В. Оценка возраста дифференцированных трапповых интрузий северо-западной части Сибирской платформы К-Аг методом.— В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск, 1971, с. 17—19.
- Виленский А. М. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в основных силикатных расплавах.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 102—119.
- Виноградов А. П., Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Норильского района в связи с вопросами их генезиса.— «Геохимия», 1966, № 1, с. 3—13.
- Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1949. 658 с.
- Генкин А. Д., Дудыкина А. С., Телешова Р. Л. Некоторые данные о составе порообразующих пироксенов и оливинов габбро-долеритового интрузива Норильск-1.— В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., «Наука», 1970, с. 40—55.
- Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959. 67 с.
- Годлевский М. Н., Полушкина А. П., Степаков В. К. Моноклинные пироксены Талнахской дифференцированной интрузии.— «Зап. Всес. минералог. о-ва», 1971, ч. 100, вып. 5, с. 545—557.
- Гриненко Л. Н. Закономерности распределения изотопов серы в сульфидных медно-никелевых месторождениях. Автореф. канд. дис. М., 1966. 23 с.
- Додин Д. А., Шатков В. А. О составе клинопироксенов Талнахской никеленосной интрузии (Норильский район).— «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 2, с. 435—438.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955. 477 с.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С., Кваша Л. Г., Костюк В. П., Борневич Л. П. Новые диаграммы для определения состава высокотемпературных плагиоклазов.— «Зап. Всес. минералог. о-ва», 1958, ч. 87, вып. 5, с. 522—541.
- Золотухин В. В. Опыт применения микроструктурного анализа к вулканическим породам Закарпатья.— В кн.: Некоторые вопросы геологии Западных областей УССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1958, с. 23—42.
- Золотухин В. В. Новое в методах изучения форм залегания пород эффузивного облика.— В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 135—139.
- Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий (на примере Норильской). М., «Наука», 1964, 176 с.
- Золотухин В. В. Минералогия реакционных минералов в рудах Норильска.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 3. Новосибирск, «Наука», 1964а, с. 129—177.
- Золотухин В. В. Об особенностях распределения никеля в интрузии Норильск-1.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 6, с. 1390—1393.
- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Особенности формирования некоторых трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М., «Наука», 1967. 230 с.

- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.** Об условиях образования среднетемпературных метасоматитов интрузии Макус (северо-запад Сибирской платформы) в связи с проблемой генезиса околорудных альбититов.— «Геол. и геофиз.», 1969<sub>1</sub>, № 6, с. 12—22.
- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.** К проблеме происхождения тахилитов в траппах северо-запада Сибирской платформы.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969<sub>2</sub>, с. 269—291.
- Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А.** Петрология Талнахской дифференцированной интрузии. Новосибирск, «Наука», 1975. 432 с.
- Иванова А. М.** Некоторые особенности содержания и распределения микроэлементов в траппах северо-запада Сибирской платформы.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геол.», 1969, вып. 15, с. 83—90.
- Коржинский Д. С.** Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— «Труды ИГН», 1937, № 5. Петрогр. серия, вып. 12.
- Коржинский Д. С.** Абиссофобный минерал пумпеллит в породах горы Благодать и о факторе энергии превращения.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1944, № 5.
- Коржинский Д. С.** Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
- Коровяков И. А., Нелюбин А. Е., Райкова З. А., Хортова Л. К.** Происхождение норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. М., Госгеолтехиздат, 1963. 100 с.
- Кутюлин В. А.** Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972. 207 с.
- Перчук Л. Л.** Сосуществующие минералы. Л., «Недра», 1971. 424 с.
- Проводников Л. Я.** Вещественный состав и тектоника фундамента Сибирской платформы и прилегающих складчатых систем по геофизическим данным.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 5, с. 1184—1186.
- Ремпель Г. Г., Пятницкий В. К.** Рельеф поверхности кристаллического фундамента Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 172, № 5, с. 1158—1160.
- Роговер Г. Б.** Месторождение Норильск-1. М., Госгеолтехиздат, 1959. 168 с.
- Рябов В. В.** Плагноклазы и клиношпиксены трапповых интрузий как индикаторы дифференциации магматического расплава.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 219, № 1, с. 197—200.
- Смирнов М. Ф.** Строение Норильских никеленосных интрузий и сульфидные руды. М., «Недра», 1966. 60 с.
- Соболев В. С.** Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та. 1949. 329 с.
- Соболев В. С.** Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы.— «Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва», 1950, № 4, Изд-во Львовск. ун-та, с. 2—12.
- Старицкий Ю. Г., Драгунов В. И., Туганова Е. В.** Перспективы никелепосности северо-западной части Сибирской платформы.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископ. Сибирской платформы. Л., 1960, с. 37—44. (Труды ВСЕГЕИ, вып. 31).
- Трегер В. Е.** Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958. 185 с.
- Туганова Е. В.** Минералогия и генезис рудоносных интрузий восточной части Норильского района.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископ. Сибирской платформы. Л., 1960, с. 57—94. (Труды ВСЕГЕИ, вып. 31).
- Урванцев Н. Н.** Енисейское рудное поле. Сб. статей. Л., 1959, с. 28—48. (Труды НИИГА, вып. 102).
- Уэйджер Л., Браун Г.** Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970. 550 с.
- Шарапов В. Н., Исаенко Л. И., Киргинцев А. Н.** Физические условия разделения компонентов при направленной кристаллизации магмы в камере.— «Геол. и геофиз.», 1976 № 10, с. 91—103.
- Шатков В. А.** Породообразующие минералы и некоторые закономерности формирования рудоносных интрузий Норильского района. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1973. 25 с.
- Щедрин Н. Ф.** Форма и пространственное распределение интрузий долеритов в пределах Имангдинской рудной зоны.— В кн.: Материалы I конференции норильских геологов. Норильск, 1968<sub>1</sub>, с. 99—100.
- Щедрин Н. Ф.** Имангдинский рудный узел и его перспективы.— В кн.: Материалы I конференции норильских геологов. Норильск, 1968<sub>2</sub>, с. 190—192.
- Щедрин Н. Ф.** Агломератовые туфы западной кромки Тунгусской спнеклизы.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 9, с. 113—114.
- Щедрин Н. Ф.** Палеовулканические аппараты северо-западного обрамления Тунгусской спнеклизы.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1973<sub>1</sub>, с. 346.
- Щедрин Н. Ф.** Структурно-металлогенетические особенности Имангдинской зоны глубинных разломов и ее никеленосность.— В кн.: Северо-сибирский никеленосный

- регион и его промышленные перспективы. Л., изд. НИИГА, 1973<sub>2</sub>, с. 41—48.
- Яковлева М. Е.** Петрография интрузивных траппов и роговиковых пород магнетитового месторождения Макус Красноярского края.— В кн.: Рефер. науч.-иссл. работ за 1945 г. (отд. геол.-геогр. наук). М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Яковлева М. Е.** Дифференцированная габбро-диабазовая интрузия района оз. Хета-Глубокое Таймырского полуострова.— «Докл. АН СССР», 1948, т. 59, № 3, с. 541—544.
- Boyd F. R., Schairer J. F.** The system  $MgSiO_3 - CaMgSi_2O_6$  — «J. Petrol.», 1964, v. 5, p. 275—309.
- Häkli T. A., Wright T. L.** The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer.— «Geochim. et cosmochim. acta», 1967, v. 31, N 5.
- O'Hara M. J.** Mineral parageneses in ultrabasic rocks.— In: Ultramafic and related rocks.— N. Y., Ed. P.J. Wyllie, 1967, p. 393—402.
- Kretz R.** Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural assemblages.— «J. Petrol.», 1966, v. 71, № 6, p. 773—785.
- MacDonald G. A., Katsura T.** Chemical composition of Hawaiian lawas.— «J. Petrol.», 1964, v. 5, p. 82—133.
- Osborn E. F.** Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma.— «Amer. J. Sci.», 1959, v. 257, N 9.
- Poldervaart A.** Chemical definitions of alkali basalt and tholeites.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1964, v. 75, N 3, p. 229—232.
- Roeder P. L.** Olivine— liquid Equilibrium.— «Contrib. to Mineralogy a. Petrology», 1970, v. 29, p. 275—289.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	3
ГЛАВА I. Краткий геологический очерк района . . . . .	4
ГЛАВА II. Особенности локализации дифференцированных трапповых интрузий и их внутреннего строения . . . . .	13
ГЛАВА III. Минералого-петрографическая характеристика дифференцированных интрузий Имангдинского рудного узла . . . . .	24
ГЛАВА IV. Особенности главных породообразующих минералов дифференцированных трапповых интрузий . . . . .	55
ГЛАВА V. Метасоматически измененные породы . . . . .	73
ГЛАВА VI. Петрохимические и некоторые геохимические особенности дифференцированных трапповых интрузий. . . . .	86
ГЛАВА VII. Особенности механизма формирования Мантуровской и других интрузий и перспективы их рудоносности . . . . .	123
ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ . . . . .	130
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	132



*Валерий Васильевич Золотухин,  
Николай Федорович Щедрин*

**ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ИНТРУЗИИ  
ИМАНГДИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА**

Ответственный редактор  
*Владимир Степанович Соболев*

Редактор *С. К. Макеенко, Е. С. Иванова*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *В. П. Житинь*  
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*  
Корректоры *Е. И. Тимофеева, С. В. Блинова*

---

Сдано в набор 28 сентября 1976 г. Подписано в печать  
5 августа 1977 г. МН 01557. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага  
машинемелованная. 8,5 печ. л. 11,9 усл.-печ. л. 12,5  
уч.-изд. л. Тираж 950 экз. Заказ № 268  
Цена 1 р. 30 к.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099,  
Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077,  
Новосибирск, 77, Станиславского, 25.