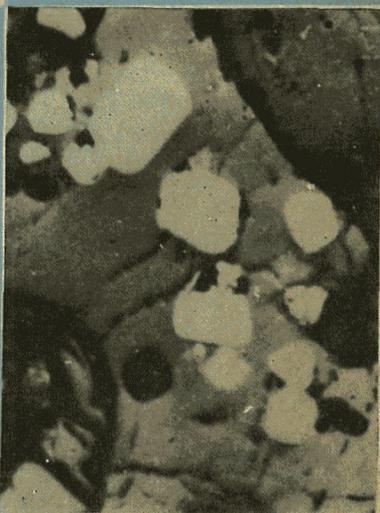


Г.В. НЕСТЕРЕНКО
А.И. АЛЬМУХАМЕДОВ

299
**ГЕОХИМИЯ
ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ
ТРАППОВ**



18483

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ
И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
им. В. И. ВЕРНАДСКОГО

ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
АН СССР

Г. В. НЕСТЕРЕНКО,
А. И. АЛЬМУХАМЕДОВ

**ГЕОХИМИЯ
ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ
ТРАППОВ**

(СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1973

Геохимия дифференцированных траппов (Сибирская платформа) Г. В. Нестеренко, А. И. Альмухамедов. Изд-во «Наука», 1973, 298 стр.

Монография посвящена изучению геохимии редких элементов в процессах дифференциации базальтовой магмы. Работа выполнена на примере траппов Сибирской платформы. Показаны основные закономерности распределения, форм нахождения и поведения 28 элементов, характерных как для основной магмы (элементы группы железа), так и для других типов магм (Ag, Zn, Pb, Li, Rb; Sr, Ba, Ta, Nb и др.). Главное внимание уделено процессам внутрикамерной дифференциации расплава. Установлено, что в массивах различных типов качественная сторона поведения халькофильных, сидерофильных и литофильных элементов характеризуется одними и теми же закономерностями. Количественные различия обусловлены составом исходного перед эволюцией *in situ* расплава и глубиной дифференциации магмы в процессах становления интрузий. Большое значение имеют формы нахождения элементов. Наибольшей концентрационной способностью характеризуются те из них, которые образуют собственную минеральную фазу или входят в структуру одного минерала. Проведенное сопоставление с аналогичными формациями других регионов показало, что закономерности, установленные для сибирских траппов, являются общими для дифференциации базальтовой магмы.

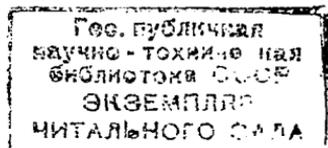
Табл. 49, илл. 41, библи. назв. 245.

Ответственный редактор

В. В. ЩЕРБИНА

73-18893

24
312



ВВЕДЕНИЕ

Траппы являются наиболее распространенными породами основного состава. Они широко развиты на Сибирской, Африканской, Индийской платформах, распространены на острове Тасмания в Антарктиде и других районах земного шара.

По масштабам процесса и объему внедрившегося в земную кору материала траппы не имеют себе равных среди других основных пород. Например, долериты Карру (Барт, 1956) и траппы Декана (Вебман, 1950) занимают площади в 2,0 млн. км² и 518 тыс. км² соответственно, а породы трапповой формации Сибири — более 2,0 млн. км² (Лурье, Масайтис, 1964), что, в соответствии с данными С. П. Соловьева (1952), составляет 66% от площади развития основных пород Советского Союза.

По сравнению с другими формациями основных пород траппы имеют преимущественно трещинный тип излияний. Причем протяженность даек в несколько десятков километров — обычное и широко распространенное явление на Сибирской и Африканской платформах. Последнее указывает на особую значимость траппового магматизма в истории Земли как единственного процесса такого рода, одновременно затрагивающего огромные массы мантийного материала.

При общем сравнительно однородном составе трапповая магма дает относительно широкий спектр пород — туфы, базальты (от пикритов до субщелочных), долериты (от обогащенных магнием до интрузий с повышенным содержанием железа), дифференцированные интрузии различного состава, в том числе несущие медно-никелевое оруденение. Учитывая все это, можно думать, что траппы являются наиболее благоприятным объектом, всестороннее изучение которого позволит не только глубже познать процессы эволюции основной магмы от ее зарождения до формирования интрузий, но получить также дополнительную информацию, помогающую понять природу верхней мантии.

Из большого круга проблем, связанных с геологией траппов, мы выбрали один узкий вопрос — геохимию дифференцированных интрузий, на котором сосредоточили основное внимание. Рассмотрение минералогии, петрографии, а также процессов дифференциации имеет в работе подчиненное значение. Эти разделы затронуты в объеме, необходимом для законченного изложения материала.

Различные аспекты геохимии дифференцированных интрузий в той или иной степени рассматривались исследователями ранее на примере как траппов Сибирской платформы, так и других районов. Однако указанные исследования проводились на отдельных интрузиях с использованием ограниченного набора микроэлементов.

Настоящая работа преследует цель на обширном материале, сбору и обработке которого авторы посвятили более десяти лет, провести сравнительный анализ дифференцированных интрузий различного состава и строения с выяснением общих закономерностей поведения редких элементов в процессе камерной дифференциации расплава и в общей форме наметить связь того или иного типа интрузий с докамерными процессами эволюции магмы.

Выполнению поставленной задачи способствовало наличие в пределах Сибирской платформы различных по составу дифференцированных интрузий — магнезиальных, отвечающих среднему траппу и обогащенных железом. Многие из них разведаны буровыми скважинами. С различной степенью детальности нами исследовано двенадцать трапповых массивов, примерно в равных количествах по выделенным главным типам.

Геохимическая характеристика дифференцированных траппов дается на примере 28 микроэлементов (считая редкие земли за один элемент), среди которых, помимо распространенных в основных породах меди, никеля, кобальта, хрома, ванадия и других элементов, изучены серебро, кадмий, ниобий, тантал, цирконий, гафний и другие элементы. Аналитические работы выполнены в лабораториях Института геохимии СО АН СССР (аналитики Н. П. Смирнова, А. Д. Глазунова, В. А. Легейдо, В. Д. Цыханский, Л. П. Фролова, Н. С. Авилова) и Ордена Ленина института геохимии и аналитической химии им. В. В. Вернадского (аналитики Ю. И. Беляев, Ю. А. Балашов, Фам Хунг Фи). Краткая характеристика методов анализа на различные элементы: химический, спектральный, рентгеноспектральный, атомно-абсорбционный дана в специальном разделе настоящей работы.

Авторы считают своим приятным долгом выразить признательность коллегам по работе, помогавшим в выполнении поставленных задач, а также В. В. Ревердатто и В. Л. Масайтису, любезно предоставившим в наше распоряжение образцы по отдельным разрезам некоторых массивов.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Породы трапповой формации Сибирской платформы, имеющие как близких, так и отдаленных аналогов в других регионах (Лебедев, 1964), распространены на площади более 2 млн. км² (табл. 1). Однако основная масса пород формации приурочена к Тунгусской синеклизе (рис. 1). Формирование всего комплекса траппов протекало в промежуток времени от конца кембрия до мела (Гоньшакова, 1962); наибольшей интенсивности магматическая деятельность достигла в триасе. Период проявления траппового магматизма можно разбить на четыре фазы (Лурье, Масайтис, 1964), последовательно сменяющих одна другую: 1) дотуфовую (С—Т₁); 2) туфовую и интрузивную (Т₁); 3) лавовую и интрузивную (Т₁); 4) послетуфовую.

Примерные соотношения фаций магматизма приведены в табл. 1. Эксплозивная фация траппов, если исключить примесь терригенного материала, иногда присутствующая в существенных

Таблица 1. Примерный подсчет количества базальтового материала
(по Лурье, Масайтису, 1964)

Фации	Площадь, тыс. км ²	Мощность, км	Объем, тыс. км ³	Средняя плотность, г/см ³	Вес, млн × 10 ¹²	% к обще- му весу
Интрузивная	1500	0—1,5 Средняя 0,25	337,5	2,9	1090	44,3
Эффузивная	337,5	0—2,0 Средняя 1,0	337,5	2,8	944	38,4
Эксплозивная	675	0—0,7 Средняя 0,35	236	1,8	425	17,3
Всего			911		2459	100,0

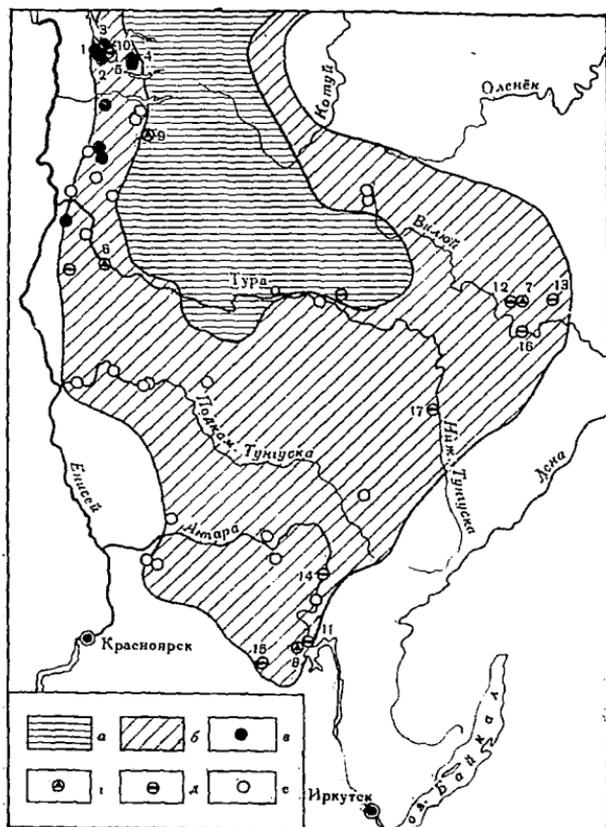


Рис. 1. Схема пространственного размещения некоторых дифференцированных трапповых интрузий на территории Сибирской платформы (с использованием материалов М. Л. Лурье и В. Л. Масайтиса, 1964)

a — область развития базальтов; *b* — область развития интрузивных траппов; местоположение отдельных интрузий: *v* — норильского типа, *g* — аламджакского типа, *d* — ангарского типа, *e* — нерасчлененные дифференцированные интрузии, преимущественно ангарского типа; массивы: 1 — Норильск-1, 2 — горы Черной, 3 — Талнах, 4 — Имангда, 5 — Накахоз, 6 — Анакитский, 7, 12 — Аламджакский, 8 — горы Маргудол, 9 — Верхне-Горбачинский, 10 — Кайерканский, 11 — Падунский, 13 — Холомолахский, 14 — Толстомысовский, 15 — Чунский, 16 — створа Вилюйской ГЭС, 17 — Сильгишский

количества, занимает в общем балансе пород незначительный объем, несмотря на большую площадь ее распространения.

Эффузивные траппы (лавы) развиты главным образом в северной и центральной частях Тунгусской синеклизы. Мощность лавовой толщи на севере и северо-западе синеклизы 250—500 м; в центральных частях она достигает 1000 м и более (Лурье, Обручев, 1955). В строении нижней части толщи принимают участие туфогенные образования, представленные маломощными прослоями и линзами.

Мощность отдельных базальтовых покровов и потоков варьирует от десятков сантиметров до 50 м и более. Для большинства из них характерно наличие в приподошвенных горизонтах плотных массивных базальтов, в средних — значительно раскристаллизованных и в верхних — миндалекаменных разновидностей.

Лавовая толща расчленяется на ряд свит, причем до настоящего времени нет единого стратиграфического деления для эффузивов Сибирской платформы. Например, в центральной части Тунгусской синеклизы выделено четыре свиты: корвунчанская, нидымская, качечумская и ямбукинская (Белостоцкая и др., 1959). В Норильском районе выделяются шесть свит: ивакинская, северминская, гудчихинская — пермь; надеждинская, моронговская и надморонговская — триас (Маслов и др., 1959).

Базальты, слагающие лавовую толщу, отличаются большим разнообразием, которое обусловлено наличием и составом вкрапленников, степенью раскристаллизации, химизма и т. д. Например, по степени раскристаллизации различают афировые, толеитовые, витрофировые, голокристаллические и другие базальты, по составу вкрапленников — двуполевошпатовые, оливиновые, пикритовые и другие.

Интрузивные траппы, характерные для всех выделяемых фаз магматизма, представлены главным образом пластовыми sill-подобными образованиями и дайками. Реже отмечаются и более сложные формы: ветвящиеся интрузии, штоки, горизонтальные трубообразные тела, кольцевые «дайки» и т. д. Главная масса интрузий сосредоточивается в верхних структурных горизонтах осадочного чехла платформы.

На территории Сибирской платформы преобладают недифференцированные пластовые интрузии, мощность которых может достигать 200 м и более.

Если говорить строго, то полностью недифференцированные интрузии встречаются, по-видимому, сравнительно редко. Детальные исследования практически всегда позволяют установить определенные различия в структуре и минеральном составе пород, слагающих sill-ы. Типично некоторое увеличение содержания темноцветных минералов к подошве интрузий и лейкократовости пород в верхних горизонтах. По вертикальному разрезу изменяется, кроме того, содержание пироксена, рудных минералов, микропегматита и кварца (например, интрузии рек Молби Дюктелли и Улахан-Вава); (Масайтис, 1962). Характерно также присутствие в интрузивных телах в малых количествах пегматоидных и лейкократовых обособлений (Лебедев, 1962). Однако эти различия незначительны и не приводят к заметным изменениям химического состава пород, поэтому интрузии правомерно относятся к недифференцированным.

Дайковые тела в отличие от пластовых интрузий морфологически разнообразны. Это линейные, изогнутые, кулисообразные и неправильные по форме образования. Их мощность колеблется

в широких пределах, от нескольких сантиметров до 100 м. Протяженность отдельных даек 150 км (Оленекская дайка).

Петрографически дайки относятся к долеритам и габбро-долеритам (Лурье, 1955). Главными минералами недифференцированных траппов являются основной плагиоклаз и моноклинный пироксен. Реже в роли главных минералов выступают оливин и рудные минералы окисного ряда. Нередко в строении пород большое место занимает толеитовый мезостазис (до 20 объемн.%, реже более). Соотношение и особенности кристаллизации главных минералов определяют структурное разнообразие пород недифференцированных траппов. Наиболее распространены пойкилоофитовая и офитовая структуры, реже — у мелкозернистых разновидностей — долеритовая.

По химизму среди недифференцированных траппов преобладают габбро-долериты нормального состава. Полученный в последние годы обширный фактический материал позволил расчленивать интрузивные образования на ряд возрастных комплексов (Лурье и др., 1962). Интрузивные комплексы несколько отличаются друг от друга по химическому составу, варьируя около среднего типа долерита. Например, амфиболизированные долериты Челбышевского комплекса характеризуются повышенным содержанием магния и кальция, в то время как интрузии Ногинского, Амовского и Тычанского комплексов — пониженными содержаниями MgO . Кроме того, для субщелочных долеритов и габбро-тешенитов Тычанского комплекса характерны повышенные содержания щелочей, как K_2O , так и Na_2O .

Различия в химизме отдельных представителей недифференцированных траппов обусловлены докамерными процессами эволюции базальтового расплава (Годлевский, 1959; Лурье и др., 1962; Гоньшакова, 1964; Кравцова, 1966 и др.), которые будут рассмотрены несколько ниже.

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ИНТРУЗИИ

В отличие от сравнительно однородных недифференцированных траппов, в дифференцированных интрузиях четко выделяются горизонты пород (дифференциаты), отличающиеся друг от друга по структуре, зернистости, химическому составу, но связанные постепенными переходами.

Дифференцированные интрузии среди других разновидностей изверженных траппов занимают резко подчиненное положение. Однако исследования последних лет (Яковлева, 1948; Масайтис, 1958; Годлевский, 1959; Туганова, 1959, 1960; Владимиров, 1962; Гоньшакова, 1962; Лурье и др., 1962; Ревердатто, 1963; Виленский и др., 1964; Корнаков и др., 1965; Нестеренко и др., 1965; Фектистов, 1961, 1965 и др.) показали, что дифференцированные, преимущественно пластовые интрузии развиты на территории

платформы более широко, чем это представлялось ранее (Левинсон-Лессинг и др., 1932). Все они приурочены к полю максимального развития интрузивных траппов (см. рис. 1).

Дифференцированные массивы по существующим представлениям относятся к различным магматическим комплексам (Лурье и др., 1962). Тем не менее краткая характеристика их будет дана в зависимости от принадлежности к определенным типам дифференциации исходного расплава. Такой подход представляется на современном этапе изучения траппов наиболее оправданным (Ревердатто, 1964).

В массе на первый взгляд однообразных, дифференцированных траппов А. П. Лебедевым (1957) было выделено пять типов псевдостратифицированных интрузий, отличающихся друг от друга наличием и соотношением специфических в петрографическом отношении горизонтов пород: таймырский, норильский, аламджахский, могдинский и ангарский.

Первые три типа интрузий являются сильно (глубоко) дифференцированными, два последних, особенно ангарский тип, дифференцированы незначительно. Специфические горизонты массивов сложены, с одной стороны, породами, обогащенными магнием (пикритовые, троктолитовые и оливиновые габбро-долериты), с другой — породами, обогащенными железом (феррогаббро, габбро-пегматиты, пегматоидные габбро-долериты), а также кремнием и щелочами (габбро-диориты, гранофиры). Первые расположены в зонах подошвы интрузий, вторые — преимущественно в верхних горизонтах массивов и реже — в центральных частях.

Нашими исследованиями охвачены все типы дифференцированных траппов за исключением таймырского. Интрузии этого типа не характерны для Сибирской платформы. Единственный представитель — интрузия Тулай-Кирыка-гас (Равич, Чайка, 1956) — расположен в пределах Таймырского полуострова.

Следует учесть, что объединение дифференцированных пластовых интрузий в определенные типы в известной мере условное. Существуют, вероятно, массивы, отнесение которых к конкретному типу затруднительно. Кроме того, слабо дифференцированные интрузии Ангарского типа обнаруживают постепенные переходы к условно недифференцированным.

ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСКОГО ТИПА

Большинство известных в настоящее время интрузий этого типа располагается на крайнем северо-западе Сибирской платформы (см. рис. 1). Со многими из них связано промышленное медно-железное оруденение, приуроченное к нижним горизонтам интрузий. Наиболее полные данные по строению и составу массивов и особенностям их формирования приведены в работах

М. Е. Яковлевой (1948), М. Н. Годлевской (1959), Е. В. Тугановой (1960), В. В. Золотухина и Ю. Р. Васильева (1967) и др.

В качестве примера нами рассматривается интрузия горы Черной, которая в отличие от других интрузий этого типа, в частности, интрузий Норильск I и Норильск II характеризуется четким, простым строением, и, главное, отсутствием жильного оруденения, сильно усложняющего изучение геохимии рудных элементов в процессе дифференциации магматического расплава.

Интрузия расположена в Норильском районе, в непосредственной близости от месторождений Норильск I, Норильск II, Талнах. Она внедрилась по контакту между осадочными образованиями девона и вулканогенно-осадочными отложениями пермокарбона (тунгусская серия). Залегание массива, морфологически занимающего промежуточное положение между силлом и хонолитом, согласуется с залеганием осадочных пород, испытывающих слабое погружение (5—10%) в западном направлении. Его средняя мощность примерно 200 м; протяженность, прослеженная буровыми и геофизическими работами, более 2,5 км.

В строении интрузии принимают участие следующие разновидности пород (от кровли к подошве; мощность, в м):

- I. Габбро-диориты, призматически-офитовые габбро-долериты со спорадическим оливином; шлиры диорит- и габбро-пегматитов . . . 50—75
- II. Офитовые, оливиновые габбро-диориты 40—60
- III. Пойкилоофитовые, оливиново-биотитовые габбро-долериты . . . 45—65
- IV. Пикритовые габбро-долериты 25—40
- V. Такситовые габбро-долериты 5—10
- VI. Контактные габбро-долериты 2—5

Некоторое усложнение приведенной выше колонки отмечается лишь в самых верхних и нижних зонах массива. В первом случае непосредственно в прикровельной части присутствуют гибридные и метасоматические породы и не отмечается приуроченность шлиров диорит- и габбро-пегматитов к определенной зоне; во втором — иногда наблюдается перемежаемость пикритовых и такситовых габбро-долеритов. Переходы между отдельными разновидностями пород постепенные.

Интрузия имеет резко асимметричное строение и достаточно четкую вертикальную зональность, что характерно практически для всех изученных массивов норильского типа (Годлевский, 1959).

Главными пороодообразующими минералами интрузии, как и для большинства траппов, являются плагиоклаз и мнноклиновый пироксен, второстепенными — оливин, выступающий в роли главного минерала лишь в пикритовых габбро-долеритах, ромбический пироксен, кварц, ортоклаз, титаномагнетит, ильменит, биотит, сульфиды и вторичные минералы.

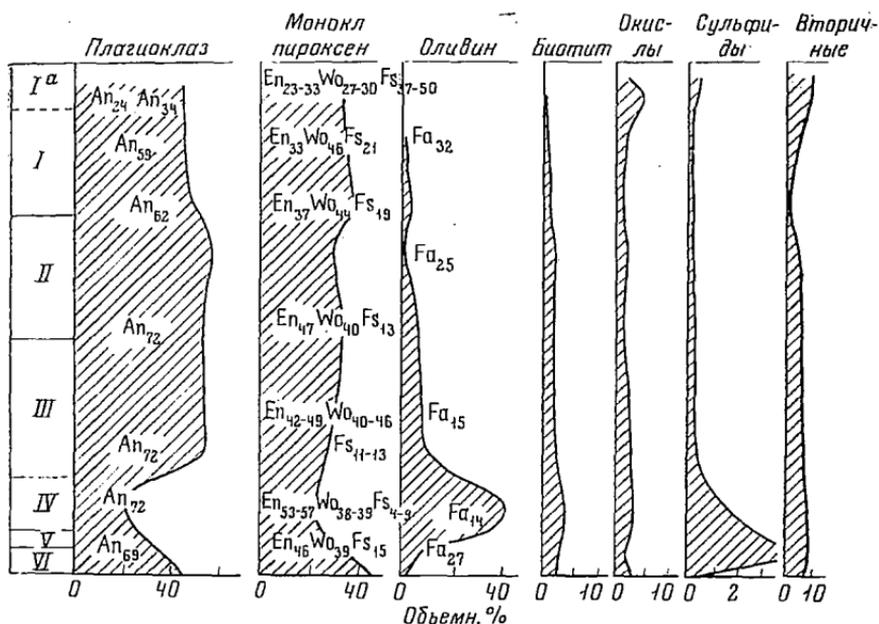


Рис. 2. Количественный минеральный состав главных разновидностей пород Черногорской интрузии

I — габбро-диориты, призматически-офитовые габбро-долериты со спорадическим оливином, шпильки диорит- и габбро-пегматитов; (диорит- и габбро-пегматиты объединены в условный горизонт Ia), II — офитовые, оливиновые габбро-долериты; III — пойкилоофитовые оливино-биотитовые габбро-долериты; IV — пикритовые габбро-долериты; V — такситовые габбро-долериты; VI — контактовые габбро-долериты

Состав оливинов и моноклиновых пироксенов для горизонтов III и IV заимствован из работы М. Н. Годлевского и А. Д. Баталиева (1958); состав плагиоклазов и моноклиновых пироксенов из других горизонтов определен по данным химических анализов частных образцов минералов

Плагиоклаз, нередко двух генераций, в большинстве разновидностей пород является преобладающим минералом (рис. 2), и только в пикритовых долеритах его содержание резко уменьшается (до 23—27% по сравнению с 50—60% в других горизонтах) за счет увеличения здесь содержания оливина. Зональность плагиоклаза прямая, причем в нижних горизонтах различие между внутренними более основными зонами и внешними, более кислыми может достигать 40—50 «номеров», от An_{95-80} до An_{45-55} . В то же время при переходе от пород нижних горизонтов к породам верхних отчетливо наблюдается общее раскисление плагиоклаза. Так, средний состав минерала меняется от An_{72} в пикритовых и оливино-биотитовых габбро-долеритах до An_{34} в диорит-пегматитах и An_{24} в габбро-диоритах (см. рис. 2).

Содержание моноклинового пироксена, широко развитого, как и плагиоклаз, в породах интрузии, увеличивается от пикритовых габбро-долеритов к породам вышележащих горизонтов (см. рис. 2). По химизму и оптическим константам преобладающий

моноклинный пироксен относится к пижониту (Годлевский, 1959*)¹ и меняет свой состав от $En_{53-57} Wo_{38-39} Fs_{4-9}$ в пикритовых габбро-долеритах до $En_{23-33} Wo_{27-30} Fs_{37-50}$ в диоррит- и габбро-пегматитах. Как видно из данных, приведенных на рис. 2, изменение состава пижонита при переходе к породам верхних горизонтов выражается прежде всего в увеличении его железистости и уменьшении магнезиальности. Количество же кальциевой составляющей более или менее постоянно, хотя намечается тенденция к небольшому увеличению роли волластонитовой молекулы с увеличением железистости пироксена. Однако пижониты самых верхних горизонтов, в шлирах диоррит- и габбро-пегматитов, наименее кальциевые.

Кроме нормального пижонита, в средних и верхних горизонтах интрузии отмечается моноклинный пироксен с малым углом оптических осей ($2V=0-20^\circ$; Годлевский, 1959), относимый к так называемым субкальциевым пижонитам (Годлевский, 1959; Золотухин, Васильев, 1967). Субкальциевый пижонит образует каймы вокруг нормального пижонита, а также иногда встречается в виде самостоятельных зерен.

Наряду с моноклинным, для пород нижних горизонтов характерен ромбический пироксен (бронзит), образующий в большинстве случаев реакционные каемки вокруг оливина. В количественном отношении ромбический пироксен резко подчинен моноклинному, хотя в отдельных образцах их содержания соизмеримы. В этом случае, например, в пикритовых норит-долеритах, ромбический пироксен образует самостоятельные кристаллы. При переходе от пикритов к породам вышележащих горизонтов содержание ромбического пироксена быстро убывает до полного его исчезновения в габбро-пегматитах. С уменьшением содержания бронзита уменьшается и его магнезиальность от Fs_{18-23} в пикритах до Fs_{27-36} в габбро-долеритах со спорадическим оливином (Годлевский, 1959).

Оливин, по сравнению с другими силикатными минералами, характеризуется значительно большей неравномерностью распределения (см. рис. 2). Максимальные содержания оливина свойственны пикритовым габбро-долеритам (до 40%), наименьшие (0—3%) — габбро-долеритам со спорадическим оливином. В направлении к породам верхних горизонтов состав оливина изменяется от Fa_{14} в пикритах до Fa_{32} и в отдельных случаях до Fa_{45} в габбро-долеритах со спорадическим оливином. Магнезиальные оливины, как правило, идиоморфны, более железистые — ксеноморфны и в отдельных случаях в них включены пойкилитовые вросстки плагиоклаза.

¹ При определении моноклинных пироксенов сибирских траппов исследователи не пришли к единому мнению. Так, А. М. Виленский (1966) относит к пижонитам бедные кальцием пироксены, а богатые кальцием пироксены — к авгитам, несмотря на отсутствие в последних алюминия.

Первично-магматические окисно-рудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом (Альмухамедов, 1967). Практически во всех разновидностях пород первый преобладает. Это особенно характерно для пикритовых габбро-долеритов, где содержания ильменита составляют всего десятые доли процента. В вертикальном разрезе интрузии отмечаются два максимума содержаний окисных минералов. Первый приурочен к пикритовым габбро-долеритам нижних горизонтов, второй — к диорит- и габбро-пегматитам верхних горизонтов. При переходе от пикритовых габбро-долеритов к вышележащим породам наблюдается отчетливое увеличение в титаномагнетитах роли минала ульвошпинели (Альмухамедов, 1968). Для титаномагнетита с увеличением титаности как и для оливина с увеличением железистости, характерно уменьшение степени идиоморфизма.

Сульфиды Черногорской интрузии представлены большим количеством минеральных видов (Годлевский, 1959). Наибольшим же распространением пользуются пирротин, халькопирит, пирит и пентландит. Причем в нижних горизонтах интрузии развиты преимущественно пирротин, халькопирит и пентландит; в верхних — халькопирит и пирит (Альмухамедов, Нестеренко, 1970). Как и для окиснорудных минералов, для сульфидов характерно два максимума содержаний. Первый, значительно больший по абсолютным величинам (до 5,0%) приурочен к породам нижних горизонтов, главным образом к такситовым габбро-долеритам (см. рис. 2), второй (до 0,23%) — к породам верхних горизонтов — диорит- и габбро-пегматитам. Если в первом случае сульфиды образуют мелкую и крупную (до 15 мм) вкрапленность и редко — мелкие шпирсы, то во втором — главным образом отдельные мелкие зерна и сростки.

Остальные минералы интрузии значительно меньше распространены. Кварц, чаще всего в микропегматитовом сростании с ортоклазом (в сумме до 3—5%), и апатит характерны для габбро-диоритов, диорит- и габбро-пегматитов верхних горизонтов интрузии. Биотит, напротив, приурочен к пикритовым и оливино-биотитовым габбро-долеритам, где он выполняет интерстиции между силикатными минералами, а также развивается как реакционный минерал вокруг сульфидных вкрапленников.

Вторичные минералы (в отдельных случаях до 12% породы) развиваются как по темноцветным, так и по светлым породообразующим минералам. Оливины замещаются серпентином, тальком, а также идингситом и боулингитом. Первые развиваются преимущественно по магнезиальным оливинам, вторые — по железистым. Для пироксенов характерна обычная последовательность замещения: роговая обманка (бурая зеленая), биотит, хлорит. По плагиоклазам развиваются серицит, эпидот, альбит, пренит, цеолиты. Автометасоматическим изменениям подвергаются и рудные минералы. Титаномагнетиты, являющиеся магнетит-ульвошпинелевыми твердыми растворами, распадаются с выде-

лением ульвошпинели, которая окисляется до ильменита. В связи с этим наблюдаемые титаномагнетиты представляют собой полиминеральный агрегат, состоящий из магнетита, ульвошпинели, ильменита и гематита (Альмухамедов, 1968). Первично-магматический ильменит замещается гематитом и рутилом. Более сложная картина вторичных изменений характерна для сульфидов: помимо целой гаммы продуктов распада твердых растворов (пирротин+пентландит; халькопирит+кубанит; халькопирит+пирротин; борнит+халькопирит; кубанит+пирротин и др.) отмечается большое разнообразие вторичных минералов: пирит, марказит, халькозин, ковеллин, борнит и др. (Годлевский, 1959).

Однако, несмотря на некоторое развитие аутометасоматических процессов, породы в основном свежие и даже в наиболее измененных разновидностях можно воссоздать их первичный минеральный состав.

Химический состав главных разновидностей пород интрузии приведен в табл. 2. Изменение химизма пород в вертикальном разрезе хорошо увязывается с изменением их минерального состава: нижние горизонты (пикритовые габбро-долериты) значительно обогащены магнием, верхние (габбро-диориты, диорит- и габбро-магматиты) — железом. В то же время в наиболее магнезиальных породах — пикритах — наблюдается второй максимум содержания железа. Однако это связано не с увеличением железистости темноцветов, концентрирующих главную массу FeO (Альмухамедов, 1967), а с увеличением меланократовости пород (см. рис. 2). Поэтому, несмотря на некоторое абсолютное увеличение содержания железа в пикритах, общий коэффициент железистости (фракционирования) в них минимальный (см. табл. 2). Параллельно уменьшению магнезиальности и увеличению железистости пород к верхам разреза интрузии в них растут концентрации кремния, щелочей и титана. Колебание содержания алюминия и кальция обусловлены изменением количества и состава плагиоклаза (рис. 2).

Вариации химического состава пород интрузии дополнительно иллюстрируются диаграммой ее дифференциации (рис. 3), учитывающей изменение трех групп наиболее характерных компонентов.

ИНТРУЗИИ АЛАМДЖАХСКОГО ТИПА

Для интрузий этого типа не характерна приуроченность к определенным участкам платформы: они отмечаются практически во всех районах развития интрузивных траппов (см. рис. 1). Тем не менее эти интрузии не пользуются широким распространением. Помимо детально изученных Аламджахского (Масайтис, 1958), Анакитского (Ревердатто, 1963) и Маргудольского (Владимиров, 1962) массивов предположительно к аламджахскому типу отно-

Таблица 2. Химический состав главных разновидностей пород Черногорской интрузии (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	Средневзвешенное по мощности
SiO ₂	50,99	46,70	48,06	47,84	44,58	32,69	45,25	45,96	45,11
TiO ₂	2,16	2,34	1,16	0,84	0,84	0,68	0,92	1,28	0,98
Al ₂ O ₃	13,44	14,25	15,64	17,86	15,47	9,15	15,65	15,26	14,68
Fe ₂ O ₃	4,01	4,78	2,47	3,02	2,96	4,55	4,02	3,29	3,32
FeO	10,07	8,99	7,08	5,18	7,92	9,80	8,56	9,31	8,08
MnO	0,26	0,33	0,22	0,16	0,16	0,17	0,19	0,14	0,21
MgO	4,15	6,58	8,04	8,70	12,67	23,91	9,37	8,25	12,41
CaO	7,45	10,07	12,08	13,17	10,60	5,84	10,28	10,15	10,54
Na ₂ O	4,34	3,45	2,30	2,02	1,72	1,25	1,75	1,84	1,83
K ₂ O	1,31	1,49	0,83	0,55	0,76	0,67	0,36	0,91	0,69
P ₂ O ₅	0,32	0,18	0,17	0,08	0,11	0,09	0,13	0,14	0,15
SO ₃	0,21	0,35	0,08	0,11	0,13	0,86	4,28	1,47	0,28
П.п.п.	1,98	1,84	2,08	1,18	2,20	4,12	3,28	2,83	2,24
Сумма	100,48	101,00	100,13	100,48	99,99	99,92	99,76	99,36	100,24
K _Ф	77,3	67,8	54,4	48,5	46,2	37,6	57,3	60,3	49,0
FeO/MgO	2,43	1,37	0,88	0,60	0,63	0,41	0,91	1,13	0,65

* Здесь и далее $K_{\Phi} = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) \times 100$ — коэффициент железистости (фракционирования).

1 — габбро-диориты; 2 — диорит- и габбро-магматиты; 3 — призматически-офитовые габбро-долериты со спорадическим оливином; 4 — офитовые, оливиновые габбро-долериты; 5 — пойкилоофитовые, оливино-

во-биотитовые габбро-долериты; 6 — пикритовые габбро-долериты; 7 — такситовые габбро-долериты; 8 — контактовые габбро-долериты. **Примечание.** По каждому горизонту даны средние цифры из 2—3 определений, SO₃ — за исключением пикритовых и такситовых габбро-долеритов — частные определения.

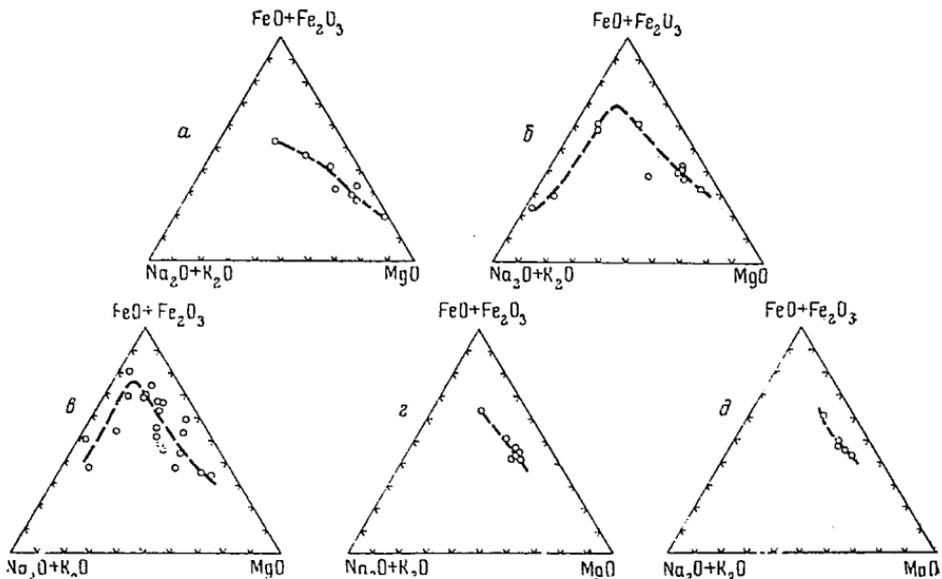


Рис. 3. Направление дифференциации в некоторых трапповых интрузиях Сибирской платформы

Норильский тип: а — Черногорская интрузия; аламджахский тип: б — Анакитская интрузия (по данным Ревердатто, 1963); в — Аламджахская интрузия — западный комплекс (с использованием данных Масайтиса, 1958); слабодифференцированные интрузии могоднского и ангарского типов: г — Кайерканская интрузия; д — Падунская интрузия (по данным Нестеренко, Смирновой, 1964)

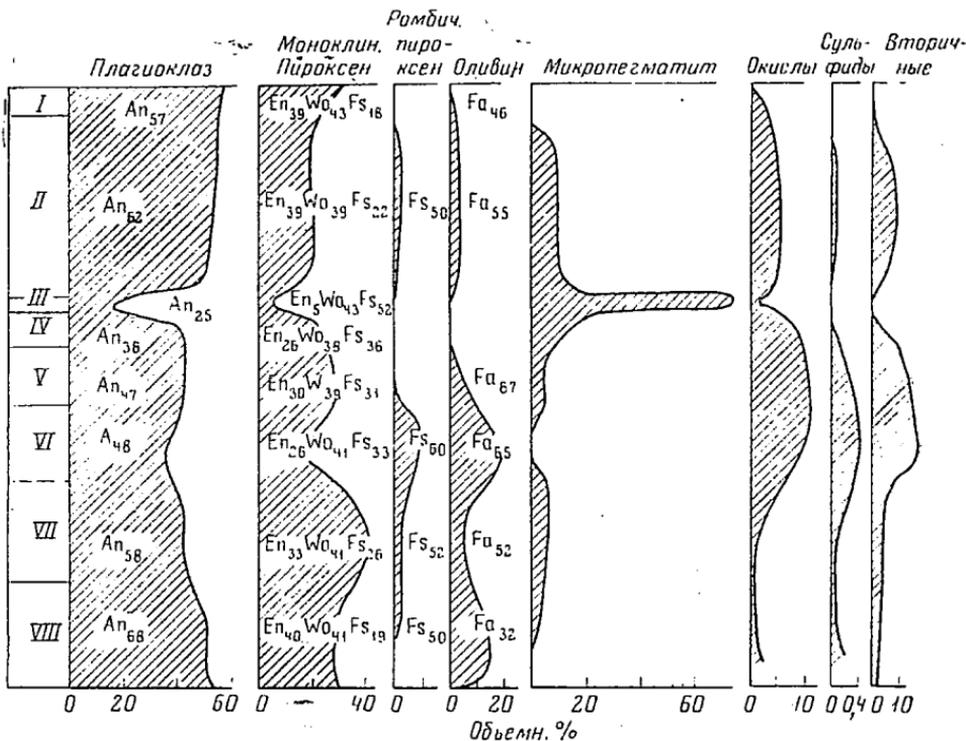


Рис. 4. Количественный минеральный состав главных разновидностей пород Аламджахской интрузии (по Масайтису, 1958)

I — краевые, порфиновые микродолериты; II — долериты с биотитом и кварцем; III — гранофиры (условный горизонт); IV — кварцевые щелочные габбро; V — гортонолитовые феррогаббро; VI — феррогиперстеновые, гортонолитовые феррогаббро; VII — габбро-долериты; VIII — троктолитовые и меланократовые долериты

сятся Верхнегорбиачинский, Ершовский, горы Хугуй, Турка и др.

В качестве примера нами рассматривается Аламджахская интрузия, которая является типичным представителем массивов одноименного типа. Интрузия расположена в среднем течении р. Вилюй, в бассейне р. Аламджах. В вертикальном ее разрезе В. Л. Масайтисом (1958) выделены следующие разновидности пород (от кровли к подошве, мощность в м):

1. Краевые порфиновые микродолериты, автометаморфизованные суб-щелочные долериты 5—30
2. Долериты с биотитом и кварцем 25—60
3. Кварцевые щелочные габбро со шширами гранофиоров до 20
4. Феррогаббро (в том числе гортонолитовые и феррогиперстеновые гортонолитовые) до 55
5. Габбро-долериты нормальные 40—60
6. Троктолитовые и меланократовые габбро-долериты — свыше 45

Как и другие массивы этого типа, интрузия имеет асимметричное строение. Для нее характерна приуроченность к верхней трети разреза наиболее кислых для трапповой формации пород — кварцевых щелочных габбро и гранофиоров. Согласно представлениям В. Л. Масайтиса (1958) и В. В. Ревердатто (1963), эти породы являются продуктом кристаллизации остаточного расплава.

Главные дифференциаты интрузии сложены плагиоклазом и моноклинным пироксеном с подчиненным количеством оливина, ромбического пироксена, рудных и вторичных минералов (рис. 4). Плагиоклазы, составляющие в сумме 40—50% объема пород массива, отчетливо зональны. Средний состав плагиоклазов последовательно изменяется от An_{68} в троктолитовых долеритах до An_{47} в феррогаббро и An_{25} в гранофирах.

Моноклинные пироксены (20—30% объема породы) представлены главным образом пижонитами, которые изменяют свой состав от более магнизальных в нижних горизонтах ($En_{40}Wo_{41}Fs_{19}$) до железистых в верхних (до $En_{26}Wo_{41}Fs_{33}$ в феррогиперстеновых, гортонолитовых феррогаббро и $En_5Wo_{43}Fs_{52}$ в гранофирах). Кроме того, наблюдается слабая тенденция уменьшения волластонитовой составляющей в пироксенах пород верхних горизонтов. Ромбический пироксен (гиперстен), резко подчиненный моноклинному, также изменяет свой состав с увеличением железистости пород от Fs_{50} в троктолитовых долеритах до Fs_{60} в феррогаббро.

Оливин, более высокие содержания которого свойственны породам нижней части разреза, как и в массивах норильского типа, заметно увеличивает свою железистость от троктолитовых долеритов (Fa_{32}) и феррогаббро (Fa_{65-67}).

В направлении к феррогаббро отмечается также существенное увеличение количества окиснорудных минералов, представ-

ленных главным образом титаномагнетитом и ильменитом (Альмухамедов, 1968) с возрастанием в первом роли ульвошпинелевого компонента. Кварц в сростании с калиевым полевым шпатом, а также апатит характерны для верхних горизонтов массива, особенно для гранофилов.

В феррогаббро отмечается ярко выраженный максимум сульфидных минералов, которые представлены халькопиритом, пиритом и пирротинном (Альмухамедов, Нестеренко, 1970). Нижний максимум содержания сульфидов в Аламждахской интрузии практически не проявлен, что может объясняться, однако, недостаточным количеством данных по породам зоны эндоконтакта подошвы.

Таблица 3. Химический состав главных разновидностей пород Аламджанской интрузии западный комплекс (в вес. %)

Компоненты	61-134	483 ^a	61-49	61-115	61-102	61-72	61-59	Средневзвешенное по мощности
SiO ₂	48,28	70,20	58,24	49,54	47,18	48,50	49,10	47,85
TiO ₂	1,57	0,51	1,34	1,65	3,06	1,11	0,95	1,88
Al ₂ O ₃	14,60	12,42	12,02	14,40	12,08	15,36	16,17	14,95
Fe ₂ O ₃	5,63	4,59	7,01	4,11	6,77	3,37	3,45	4,56
FeO	6,70	2,83	6,09	8,37	12,11	7,69	6,93	9,35
MnO	0,16	0,05	0,40	0,42	0,50	0,28	0,06	0,16
MgO	6,06	0,54	1,24	5,30	4,08	0,14	8,00	5,71
CaO	10,46	0,90	5,59	10,79	8,23	10,97	11,95	10,55
Na ₂ O	4,01	5,41	4,61	2,46	3,74	2,46	1,69	2,49
K ₂ O	0,82	1,24	1,17	0,90	1,10	0,64	0,49	0,78
P ₂ O ₅	0,17	0,07	0,50	0,03	0,12	0,14	0,09	0,17
П.п.п.	1,62	0,92	1,82	1,63	1,16	1,28	1,10	1,61
Сумма	100,05	99,74	100,03	99,67	100,13	99,94	99,62	100,04
K _ф	62,0	93,0	91,2	70,1	82,3	57,6	56,5	70,9
FeO/MgO	1,10	5,35	4,91	1,58	2,97	0,95	0,87	1,64

61-134 — микродолерит зоны эндоконтакта кровли; 483^a — кислый гранофир; 61-49 — долерит с биотитом и кварцем; 61-115 — долерит, переходный к феррогаббро; 61-102 — феррогаббро; 61-72 — габбро-долерит; 61-59 — переходный и трактолитовый долерит. Средневзвешенное по мощности дано, исходя из наблюдаемого разреза.

Примечание. Анализы 483^a и средневзвешенное заимствованы из работы В. Л. Мазайтиса (1958).

Вариации химического состава главных разновидностей пород, слагающих интрузию (табл. 3), отражающие изменение состава главных породообразующих минералов, показывают, что от нижней части разреза к верхним горизонтам наблюдается по-

степенный переход от пород наиболее магнезиальных через «нормальные» к железистым и далее к кислым (см. рис. 3).

Аналогичная картина изменения химического состава пород в вертикальном разрезе наблюдается и для Анакитской интрузии (Ревердатто, 1963), расположенной в районе нижнего течения р. Нижней Тунгуски (см. рис. 3), а также Маргудольского силла (Владимиров, 1962), расположенного в среднем течении р. Ангары.

ИНТРУЗИИ МОГДИНСКОГО И АНГАРСКОГО ТИПОВ

По сравнению с массивами норильского и аламджахского типов эти интрузии встречаются на территории платформы более часто и так же, как и интрузии аламджахского типа, не обнаруживают приуроченности к определенному региону (см. рис. 1). Они изучены достаточно детально, и многочисленные опубликованные работы (Масайтис, 1958; Туганова, 1959; Владимиров, 1962; Виленский и др., 1964; Нестеренко и др., 1965; Корнаков и др., 1965; Феоктистов, 1961, 1965 и др.) показывают четкое их отличие от рассмотренных выше типов. К числу главных особенностей интрузий ангарского и могдинского типов относится слабая дифференциация, в силу чего для массивов не характерны как наиболее кислые породы трапповой формации (габбро-диориты, гранофиры и др.), так и наиболее основные (пикритовые габбро-долериты).

Интрузии обоих типов очень близки по внутреннему строению (Лебедев, 1957) и условиям формирования. Основное отличие состоит в том, что массивы могдинского типа характеризуются сплошными горизонтами габбро-пегматитов, расположенных в верхней трети разрезов, а массивы ангарского типа прерывистыми. В дальнейшем изложении интрузии обоих типов мы будем называть интрузиями ангарского типа, поскольку этот термин больше укоренился в литературе.

В качестве примера, характеризующего внутреннее строение слабо дифференцированных массивов можно привести Кайерканскую интрузию (Корнаков и др. 1965), расположенную в 30 км к юго-востоку от Норильска. Морфологически массив соответствует силлу и залегает с незначительным наклоном на юг. Максимальная его мощность 150 м. В вертикальном разрезе, в наиболее мощной части интрузии выделяются следующие разновидности пород (от кровли к подошве; мощность в м)

1. Микродолериты эндоконтакта кровли	0,5	5. Офитовые габбро-долериты	16
2. Пойкилоофитовые габбро-долериты	32	6. Пойкилоофитовые габбро-долериты	47
3. Габбро-пегматиты	19	7. Микродолериты эндоконтакта подошвы	0,35
4. Призматически-офитовые габбро-долериты	26		

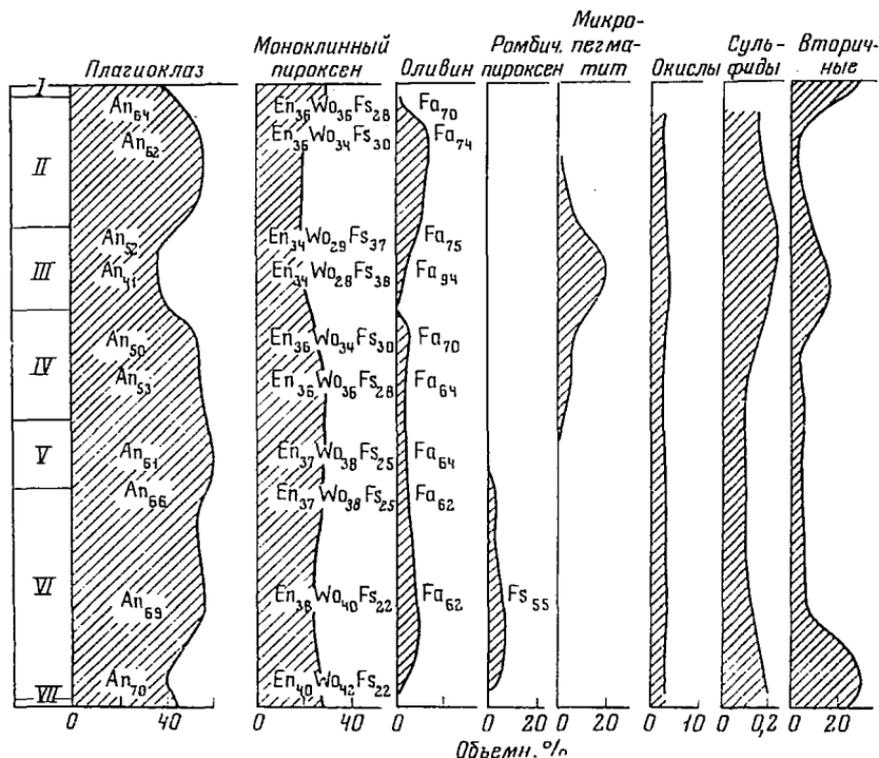


Рис. 5. Количественный минеральный состав главных разновидностей пород Кайерканской интрузии (по Ю. Н. Корнакову и др., 1965)

I — микродолериты, порфириты эндоконтакта кровли; II — пойкилоофитовые габбро-долериты; III — габбро-пегматиты; IV — призматически-офитовые габбро-долериты; V — офитовые габбро-долериты; VI — пойкилоофитовые габбро-долериты; VII — микродолериты, порфириты эндоконтакта подошвы

Интрузия имеет отчетливо асимметричное строение. От пойкилоофитовых габбро-долеритов зоны подошвы к габбро-пегматитам основность плагиоклаза уменьшается на 28 номеров, состав моноклинных пироксенов изменяется от $En_{40}Wo_{42}Fs_{22}$ до $En_{34}Wo_{28}Fs_{38}$, железистость оливинов возрастает от Fa_{62} до Fa_{94} (рис. 5).

К числу особенностей Кайерканской интрузии относится незначительное изменение соотношений породообразующих минералов в различных горизонтах пород в силу слабой дифференциации исходного расплава. Это приводит к меньшему диапазону колебания химического состава пород (табл. 4), что отражение на диаграмме дифференциации интрузии (см. рис. 3). Тем не менее последовательное изменение химизма пород и слагающих их главных минералов в вертикальном разрезе силла показывает тенденции, аналогичные интрузиям других типов: породы нижних горизонтов наиболее магнезиальные, верхних — наиболее

Таблица 4. Химический состав (в вес. %) главных разновидностей пород Кайерканской интрузии (по Корнакову и др., 1965)

Компоненты	62-1022	62-1027	62-1031	62-1039	62-1047	62-1049	62-1051	Средневзвешенное по мощности интрузии
SiO ₂	44,30	48,58	51,48	49,24	49,80	47,80	48,26	49,13
TiO ₂	2,66	2,22	3,27	1,99	1,78	2,18	2,21	2,19
Al ₂ O ₃	15,18	14,64	9,76	13,37	14,82	13,97	14,03	13,20
Fe ₂ O ₃	4,36	4,49	4,88	3,19	2,66	2,64	2,36	3,39
FeO	8,11	10,94	14,78	9,68	9,90	11,19	11,44	11,48
MnO	0,18	0,36	0,48	0,35	0,35	0,35	0,35	0,38
MgO	5,42	4,78	2,77	6,07	6,60	6,37	5,96	5,44
CaO	7,55	10,17	7,22	10,50	10,17	10,01	9,84	9,54
Na ₂ O	3,00	2,95	3,36	2,78	2,85	2,60	2,76	2,86
K ₂ O	0,59	0,52	1,25	0,58	0,56	0,72	0,69	0,76
P ₂ O ₅	0,30	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,29	0,03
SO ₃	0,15	0,08	0,23	0,07	0,03	0,23	0,16	0,16
П.п.п.	8,80	0,90	1,10	1,95	0,34	2,35	2,43	1,63
С у м м а	100,60	100,93	100,88	100,07	100,15	100,70	100,84	100,46
K _ф	69,7	76,4	87,6	67,9	65,5	68,5	69,8	73,2
FeO/MgO	1,50	2,29	5,33	1,59	1,50	1,76	1,92	2,11

62-1022 — микродолерит эндоконтакта кровли; 62-1027 — пойкилоофитовый габбро-долерит; 62-1031 — габбро-пегматит; 62-1039 — призматичеки-офитовый габбро-долерит; 62-1047 — пойкилоофитовый габбро-долерит; 62-1049 — пойкилоофитовый габбро-долерит; 62-1051 — микродолерит эндоконтакта подошвы.

железистые; параллельно увеличению железистости пород наблюдается возрастание концентраций кремния, щелочей и титана.

Весьма аналогично строение и вариации химического состава пород Падунской интрузии (см. рис. 3), расположенной в районе среднего течения р. Ангары (Владимиров, 1962; Нестеренко, Смирнова, 1964) и ряда других массивов этого типа (Феоктистов, 1965).

Суммируя сказанное, следует подчеркнуть общие черты рассмотренных интрузий. Несмотря на специфические особенности строения и состава массивов в зависимости от принадлежности к тому или иному типу, общими являются их расслоенность и наличие в составе слагающих их пород магнезиальных и железистых разновидностей: первые расположены в зоне подошвы,

вторые в верхней трети массивов. В зависимости от степени (полноты) дифференциации в строении интрузий принимают участие либо существенно магнезиальные разновидности пород, либо существенно железистые (соответственно интрузии норильского и аламджахского типов) или крайние члены серий отличаются друг от друга и от среднего состава массивов незначительно (ангарский тип).

В направлении от наиболее магнезиальных пород к наиболее железистым во всех интрузиях, независимо от принадлежности к выделенным типам отчетливо наблюдается смена относительно магнезиальных фемических минералов железистыми и основных плагиоклазов более кислыми. Диапазон колебаний их состава находится в прямой зависимости от степени дифференциации расплава (см. рис. 2, 4, 5) и более значителен в сильно дифференцированных интрузиях. Для интрузий всех типов характерно также резкое увеличение роли окиснородных минералов в железистых породах (при менее выраженном максимуме их содержания в магнезиальных) и два максимума сульфидных минералов. Последнее в существенной мере определяется типом интрузий; в массивах норильского типа максимум в нижних горизонтах резко преобладает над максимумом в верхних; в интрузиях же аламджахского типа наблюдаются обратные соотношения.

Общность строения интрузий иллюстрируется также усредненной диаграммой дифференциации траппового расплава *in situ*, построенной на основании данных по десяти дифференцированным массивам различных типов (рис. 6). Фигуративные точки химических составов главных разновидностей пород интрузий норильского типа тяготеют к магнезиальному «концу» линии дифференциации, аламджахского типа — к железистому и кислому. Породы слабодифференцированных интрузий группируются вблизи точки среднего состава долеритов платформы.

Условно на диаграмме (см. рис. 6) можно выделить четыре поля, соответствующих наиболее типичным разновидностям пород дифференцированных траппов: *I* — магнезиальные породы — пикритовые и троктолитовые габбро-долериты; поле *II* — нормальные долериты, поле *III* — железистые породы — габбро-пегматиты, феррогаббро и наконец поле *IV* — породы «кислой ветви» дифференциации — гранофиры. По времени кристаллизации породы *I* поля наиболее ранние, *IV* — наиболее поздние. Главный этап дифференциации укладывается на диаграмме в пределах *I*, *II* и *III* полей, т. е. охватывает серию пород троктолит (пикрит) — феррогаббро (габбро-пегматит).

Отмеченная специфика характерна не только для траппов Сибирской платформы, но является общей для пластовых тел основных пород платформ, а также областей завершённой складчатости. Она прослеживается на примере долеритов Карру (Уокер, Польдерварт, 1950) и Тасмании (Эдвардс, 1950), четко

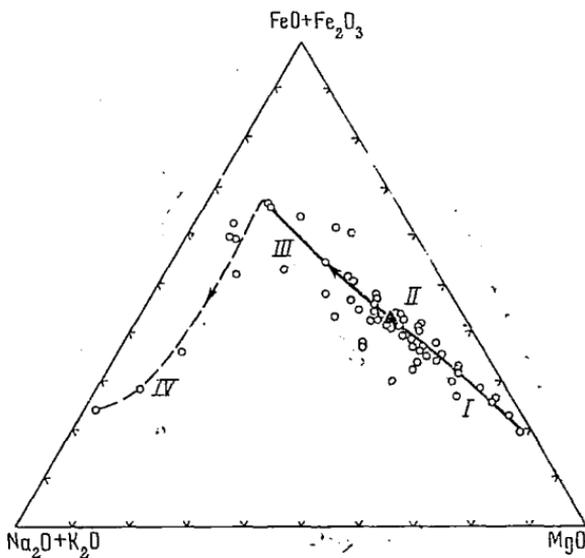


Рис. 6. Обобщенная диаграмма камерного этапа дифференциации траппового расплава

Для построения диаграммы использованы материалы по следующим интрузиям: 1 — норильский тип: Норильск I (Годлевский, 1959), Черногорской, горы Хупери (Анастасенко и др., 1963), Нижнефокинской (Архипова, Начинкин, 1963); 2 — аламджажский тип: Аламджажской (Масайтис, 1958), Анакитской (Ревердатто, 1963), Маргудольской (Владимиров, 1962); 3 — могдинский и ангарский типы: Кайерканской (Корнаков и др., 1965), Падунской (Нестеренко, и др., 1965). Треугольником обозначена точка, соответствующая среднему составу долеритов платформ (Нестеренко и др., 1954)

вскрывается в Скергардской интрузии (Wager, Deeg, 1939), отмечается в Кьюиннованских базальтах Мичигана (Broderick, 1935 и др.) и в других массивах (Gunn, 1966; Hawkes, 1966; Walker, 1940; Murata, Richter, 1961 и др.).

ПРОЦЕССЫ И ФАКТОРЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ТРАППОВОЙ МАГМЫ

Разнообразие пород трапповой формации определяется совокупностью процессов, которые можно разделить на две условные группы: процессы стадии докамерной (глубинной) и процессы стадии камерной (in situ) дифференциации.

СТАДИЯ ДОКАМЕРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Процессы докамерной дифференциации базальтовой магмы охватывают эволюции расплава, начиная от моментов его возникновения (зарождения) до внедрения в камеру кристаллизации

или излияния на дневную поверхность. К ним относятся собственно зарождение расплава, возможная дифференциация первичных магматических очагов и дифференциация расплава по пути следования в верхние структурные горизонты. Последняя включает дифференциацию в промежуточных очагах и возможную ассимиляцию субстрата земной коры.

Докамерные процессы можно условно разделить на два этапа. Первый (начальный) этап охватывает непосредственно процессы возникновения расплава. Большинство исследователей считают наиболее вероятным выплавление базальтовой магмы из кристаллического перидотитового субстрата верхней мантии, близкого по составу к каменным метеоритам, или эклогитового слоя (Белоусов, 1965; Виноградов, 1961; Грин, Рингвуд, 1968; Йодер, Тилли, 1965; Тернер, Ферхуген, 1961; Шейнманн, 1963 и др.). Некоторые исследователи (Гоньшакова, 1964; Лебедев, 1958) допускают возможность плавления (или частичного плавления) неоднородного материала земной коры, в том числе базальтового «горизонта».

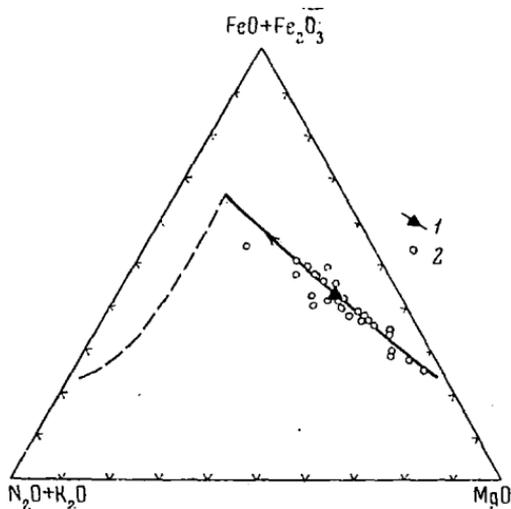
Второй этап эволюции начинается после образования протяженных очагов расплава. На возможность дифференциации очагов такого рода (абиссальная магматическая дифференциация) указывают, применительно к сибирским траппам, данные А. П. Лебедева (1957), М. Л. Лурье и др. (1962), В. И. Гоньшаковой (1964) и др. Однако физическая сущность происходящих при этом процессов еще недостаточно определена. Лишь в последнее время появилось мнение (Кадик, 1963; Кузьмин, 1963), что абиссальная дифференциация обусловлена разделением первично-однородного расплава в гравитационном поле. Мурата и Рихтер (Murata, Richter, 1966) на примере лав Килауэа (Гавайские острова) показали возможность широкого проявления такого процесса с участием фракционирования.

Определенную роль в процессах докамерной эволюции базальтовой магмы играет, по мнению ряда авторов (Годлевский, 1959; Лебедев, 1957), глубинная ассимиляция магмой сиалических пород земной коры в промежуточных очагах или по пути следования расплава.

На современном этапе исследования оценить роль каждого из названных процессов вряд ли представляется возможным. Однако суммарный эффект докамерной эволюции магмы поддается качественной оценке. Необходимость такой оценки вытекает из того, что, несмотря на близость схемы дифференциации траппового расплава *in situ*, состав внедряющегося расплава наряду с другими факторами играет вполне определенную роль при формировании массивов различных типов (Годлевский, 1959; Лурье и др., 1962). Из сравнительно магнезиального расплава формируются интрузии с широким развитием наиболее магнезиальных пород в формации сибирских траппов — пикритовых долеритов (массивы норильского типа); при кристал-

Рис. 7. Положение фигуративных точек средневзвешенных химических составов некоторых дифференцированных интрузий Сибирской платформы на тройной диаграмме дифференциации

1 — средний состав долеритов платформы и линия камерного этапа дифференциации трапповой магмы; 2 — фигуративные точки отдельных трапповых интрузий



лизации более железистых расплавов в интрузиях образуются мощные горизонты пород, обогащенных железом — феррогаббро и др. (массивы аламджахского типа).

Качественная оценка роли докамерных процессов произведена нами на основе данных по средним составам дифференцированных интрузий, а также эффузивной фации траппов в Норильском районе.

Средние химические составы отдельных массивов существенно отличаются друг от друга не только по платформе в целом, но и в одном регионе (Годлевский, 1959; Кравцова, 1966). Об этом достаточно убедительно свидетельствует положение фигуративных точек средних составов интрузий различного типа (табл. 5) на тройной диаграмме дифференциации (рис. 7). Характерно, что рой точек группируется около линии главного этапа дифференциации расплава *in situ*. Это не случайно. По всей вероятности, как предполагал в свое время Н. Л. Боуэн и считают возможным Ф. Тернер и Д. Ж. Ферхуген (1961), а также другие исследователи, докамерные процессы приводят к таким же в схеме результатам, как и камерная дифференциация: как в том, так и в другом случае возможно появление серий расплавов или пород, члены которых в различной степени обогащены железом и магнием.

Различия в химизме внедряющегося или изливающегося на дневную поверхность траппового расплава, обусловленные процессами докамерной дифференциации, связаны зависимостью во времени. Это недавно показано Л. И. Кравцовой (1966) на примере эволюции магматизма в Курейском районе (северо-запад Сибирской платформы). По ее данным, развитие интрузивного магматизма проходило в четыре тектоно-магматических цикла. Эволюция интрузирующего расплава в пределах каждого цикла характеризуется определенной направленностью с об-

Таблица 5. Средний химический состав некоторых дифференцированных

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45,21	46,29	47,11	47,02	44,06	43,46
TiO ₂	0,91	0,67	0,82	0,98	0,71	0,76
Al ₂ O ₃	8,91	15,35	14,47	15,39	14,91	15,13
Fe ₂ O ₃	2,58	1,40	1,59	3,79	4,51	4,03
FeO	10,80	8,77	8,77	6,84	8,77	8,76
MnO	0,16	0,14	0,15	0,22	0,14	0,20
MgO	18,90	12,99	11,22	10,53	10,84	10,06
CaO	7,70	11,15	11,09	10,87	9,85	9,80
Na ₂ O	1,25	1,60	1,64	1,83	1,26	1,13
K ₂ O	0,39	0,38	0,49	0,45	0,66	0,60
P ₂ O ₅	0,11	0,07	0,10	0,10	0,24	0,26
SO ₃	0,006	0,21	—	—	0,95*	—
П.п.п.	2,50	1,85	1,39	2,22	3,09	4,22
Сумма	99,43	100,87	98,84	100,24	100,79	98,41
K _φ	41,20	43,91	48,01	50,40	55,00	55,97
Компоненты	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	48,05	47,54	47,41	49,12	47,02	48,18
TiO ₂	1,48	1,85	1,42	1,37	1,60	2,52
Al ₂ O ₃	16,13	13,81	15,37	15,46	14,40	14,32
Fe ₂ O ₃	3,03	3,47	1,64	2,59	4,57	1,69
FeO	9,35	10,94	9,17	8,59	10,55	11,60
MnO	0,21	0,24	0,19	0,26	0,16	0,24
MgO	6,82	7,67	5,58	5,74	6,78	5,83
CaO	10,85	9,50	11,11	10,67	10,84	10,23
Na ₂ O	2,32	2,43	3,60	2,65	2,16	2,63
K ₂ O	0,56	0,53	0,69	0,51	0,54	0,62
P ₂ O ₅	0,14	0,21	0,17	0,20	0,17	0,42
SO ₃	—	—	—	0,66	—	—
П.п.п.	1,16	1,23	2,51	1,111	1,61	1,66
Сумма	100,10	99,52	98,86	99,61	100,40	99,97
K _φ	64,48	65,26	65,95	66,07	69,04	63,50

* — S.

Инtruзии: 1 — Нижнефокинская (Архипова, Начинкин, 1963); 2 — оз. Хета — Глубокое (Яковлева, 1948); 3 — Имангда (Виленский и др., 1964); 4 — горы Черной; 5 — Норильск I (Годлевский, 1959) в сумму включено 0,44% Cr₂O₃ и 0,03% V₂O₅; 6 — Норильск II (Годлевский, 1959); 7 — ручья Нижнего I (Виленский и др., 1964); 8 — горы Хупери, по данным Г. Ф. Анастасенко и др. (1963); 9 — горы Зуб (Годлевский, 1959); 10 — ручья Нижнего II (Виленский и др., 1964); 11 — Накахоз (Виленский и др., 1964); 12 — Аламджакская — Восточный комплекс (Масайтис, 1958); 13 — Курейская (Виленский и др., 1964); 14 — Куломбинская (Виленский и др., 1964); 15 — средний состав долеритов Сибирской платформы

инtruзий Сибирской платформы (в вес. %)

	7	8	9	10	11	12	13	14
	47,24	47,31	45,89	47,26	49,20	47,08	49,34	48,38
	1,27	1,42	0,86	1,64	1,50	1,38	1,11	1,26
	15,12	14,96	13,52	13,53	13,87	16,12	15,21	14,76
	3,07	1,64	3,53	2,04	2,24	2,60	1,50	3,56
	9,52	10,64	9,38	11,27	10,23	9,71	10,52	9,56
	0,25	0,21	0,18	0,17	0,18	0,16	0,19	0,21
	9,84	9,38	9,53	9,56	8,24	7,85	6,94	7,41
	10,22	11,06	9,12	10,26	7,66	11,01	10,60	9,49
	1,74	2,01	2,13	2,19	2,25	2,14	2,16	2,59
	0,51	0,56	1,12	0,56	1,75	0,41	1,20	0,93
	0,13	0,11	0,20	0,19	0,20	0,12	0,12	0,10
	—	0,05	—	0,15	—	—	—	—
	2,36	1,43	—	1,25	1,81	1,42	1,15	1,75
	100,77	100,78	97,46	100,07	99,13	100,00	100,04	100,00
	56,20	56,69	57,53	58,20	60,21	61,01	63,40	63,90
	21	22	23	24	25	26	27	28
	47,85	48,10	47,46	47,56	49,13	50,90	51,50	48,73
	1,88	1,86	2,02	1,93	2,23	1,95	2,16	2,34
	14,93	14,34	16,40	14,05	13,20	15,20	13,31	15,16
	4,56	3,53	2,85	6,85	3,39	3,52	5,15	7,68
	9,35	10,72	11,36	7,46	11,48	8,98	9,12	8,23
	0,16	0,22	0,26	0,17	0,38	0,22	0,24	0,18
	5,71	5,63	5,72	5,41	5,44	4,38	4,16	2,30
	10,55	11,18	9,19	10,50	9,54	9,52	8,77	6,98
	2,49	2,68	2,30	3,15	2,86	3,03	2,35	3,08
	0,78	0,55	0,49	1,06	0,76	0,87	1,49	1,76
	0,17	—	0,19	0,09	0,30	0,22	0,08	—
	—	—	0,07	—	0,16	—	—	—
	1,61	1,24	1,42	1,78	1,63	1,68	1,29	3,43
	100,04	100,05	99,73	100,01	100,50	100,47	99,62	99,87
	70,90	71,68	72,04	72,57	73,21	74,00	77,40	87,37

(Нестеренко и др., 1964); 16 — ручья Рудного (Виленский и др., 1964); 17 — Кюхта (Афанасьева, 1959); 18 — Эрбейжская (Нестеренко и др., 1965); 19 — р. Холомолах, по данным Е. В. Тугановой (1959); 20 — Ергалахская; 21 — Аламджакская — Западный комплекс (Масайтис, 1958); 22 — Падунских порогов, по данным С. А. Ведерниковой (1961); 23 — Падунская; 24 — Галельская (Виленский и др., 1964); 25 — Кайерканская (Корнаков и др., 1965); 26 — Верхне-Горбачинская (Виленский и др., 1964); 27 — Анакитская (Реввердатто, 1963); 28 — горы Маргудол (Владимиров, 1962).

разованием серий либо от железистых к магнезиальным членам, либо от магнезиальных к железистым. Диапазон же колебаний химического состава частных порций расплава как в том, так и в другом случае практически одинаков. Данные, полученные по этому региону (Кравцова, 1966), приводят к выводу о близком составе исходного субстрата для различных серий. Рассмотрение эволюции химического состава эффузивной фации траппов выявляет такие же закономерности. При этом следует подчеркнуть, что они будут, вероятно, более четкими в силу естественной стратификации потоков и покровов базальтов. Например, в Норильском районе также выделяются четыре вулканических цикла (Годлевский, 1959) с максимальной активностью в триасе. Вся лавовая толща разбита на шесть свит (снизу вверх; мощность, в м):

I. Пермский цикл

1. Ивакинская свита (P_2^{1w}) — 53—164
2. Сыверминская свита (P_2^{sw})—126—159
3. Гудичихинская свита (P_2^{gd})—170—200

II. Первый триасовый цикл

4. Надеждинская свита (T_1^{nd})—350—570

III. Второй триасовый цикл

5. Моронговская свита (T_1^{mr})—290—320

IV. Третий триасовый цикл

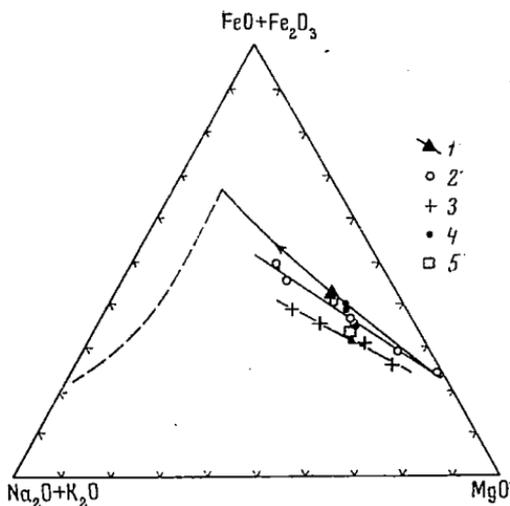
6. Надморонговская свита (T_1^{nm}) — больше 136.

Анализ данных по средним химическим составам свит (табл. 6) показывает, что, по крайней мере в пределах пермского вулканического цикла для начальных моментов излияния характерна более высокая железистость расплава (ивакинская свита, коэффициент железистости 67, 80), для конечных — более высокая магнезиальность (гудичихинская свита, коэффициент железистости 48, 24). При этом вариации химических составов свит в пределах цикла, равно как и вариации составов наиболее распространенных базальтов в районе (см. табл. 6), аналогичны таковым для пород, появление которых обусловлено процессом камерной дифференциации (рис. 8). Характерно, что от цикла к циклу заметной смены химизма не наблюдается. Это, вместе с данными Л. И. Кравцовой (1966), свидетельствует о близости исходного субстрата для магматических серий различных циклов.

Приведенные данные по докамерной эволюции трапповой магмы недостаточны для оценки роли каждого из возможных механизмов образования расплавов различного химического

Рис. 8. Вариации химического состава базальтов Норильского района по материалам Нестеренко и др. (1964) и Годлевского (1959)

1 — средний состав долеритов платформы и линия камерного этапа дифференциации трапповой магмы; 2 — наиболее распространенные базальты района; 3 — базальты пермского вулканического цикла; 4 — средние составы базальтов пермского и триасовых вулканических циклов; 5 — средний состав базальтов платформы



состава: полученный материал не противоречит большинству современных гипотез происхождения базальтовых магм. Последовательное (фракционное) плавление субстрата верхней мантии, процесс, в схеме обратный кристаллизации, и абиссальная магматическая (или фракционная, по Мурата и Рихтеру, 1966) дифференциация могут в равной степени привести к появлению частных порций расплавов, вариации химического состава которых близки показанным выше.

В то же время приведенные данные позволяют сделать заключение о подчиненной роли глубинной ассимиляции материала земной коры. В ином случае не наблюдалось бы четкой закономерности в вариации химических составов отдельных порций магмы как в пределах частного очага, так и по формации в целом (см. рис. 7, 8). Только для летучих компонентов, в том числе и воды, необходимо сделать исключение. Дело в том, что, согласно приведенным схемам, наиболее магнезиальные расплавы должны были бы быть наиболее сухими. Однако данные по большинству интрузий норильского типа, исходный расплав которых характеризуется наибольшей магнезиальностью среди дифференцированных траппов, свидетельствуют о существенной роли летучих соединений при их становлении. Это выражается, в частности, в значительных контактовых изменениях вмещающих пород (Годлевский, 1959).

Таким образом, в общей истории эволюции трапповой магмы процессы докамерной дифференциации играют существенную роль. Примеры, приведенные по интрузивной и эффузивной фациям траппов, свидетельствуют о том, что глубинная дифференциация может привести к появлению серий расплавов, крайними членами которых являются относительно магнезиальные и относительно железистые разности, со свойствами каждой из них комплексами петрогенных элементов. В этом отношении

Таблица 6. Химический состав базальтов Норильского района (в вес. %)

Компоненты	Среднее по свитам (Нестеренко и др., 1964)							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50,12	49,40	49,42	46,95	50,90	50,28	46,48	47,24
TiO ₂	2,12	1,50	1,31	1,44	1,04	1,12	1,24	1,23
Al ₂ O ₃	14,73	14,13	14,86	13,43	15,29	15,17	15,28	14,98
Fe ₂ O ₃	2,56	3,40	3,39	3,36	3,23	2,66	2,33	3,88
FeO	8,64	7,56	6,17	6,25	6,31	7,41	9,34	7,95
MnO	0,22	0,13	0,18	0,16	0,16	0,17	0,22	0,20
MgO	5,32	6,37	7,92	10,62	7,15	7,20	7,32	6,65
CaO	7,00	7,84	9,84	9,55	10,72	10,13	10,01	11,46
Na ₂ O	3,50	3,28	2,06	1,98	2,19	2,17	2,48	2,15
K ₂ O	2,30	1,43	0,59	0,58	1,32	0,89	0,35	0,29
P ₂ O ₅	0,36	0,14	0,08	0,08	0,08	0,08	0,03	0,08
П.п.п.	3,02	4,70	4,68	5,26	2,08	2,86	4,72	3,84
H ₂ O ⁽⁻⁾	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,89	99,88	100,30	99,66	100,47	100,14	99,86	99,95
K _ф	67,80	63,24	54,69	48,24	57,61	58,31	61,45	64,01

* Включая Sr₂O₃.

Пермский вулканический цикл: 1 — ивакинская свита, скв. 746 (среднее из 17); 2 — сыверминская свита, скв. 746 (среднее из 25), 3 — гудчихинская свита, скв. 746 (среднее из 31), 4 — гудчихинская свита скв. 421 (среднее из 22); триасовые вулканические циклы: 5 — надеждинская свита скв. 421 (среднее из 8); 6 — надеждинская свита, скв. 746 (среднее из 58), 7 — моронговская свита, скв. Е-18 (среднее из 18), 8 — надморонговская свита,

докамерные процессы результативно близки процессам камерной дифференциации, вследствие которой также возникают серии от магнезиальных до железистых пород (Альмухамедов, 1971).

СТАДИЯ КАМЕРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

В настоящем разделе сделана попытка рассмотреть факторы, контролирующие становление трапповых интрузий и выяснить роль отдельных факторов в эволюции расплава. Главное внимание уделено воссозданию, по возможности, достоверной модели процесса, который должен определять геохимическую историю элементов. Учитывая сложность проблемы дифференциации базальтовой магмы *in situ*, авторы не претендуют на исчерпывающее ее толкование. Многие стороны вопроса, в частности,

Наиболее распространенные базальты (Годлевский, 1959)							Среднее по базальтам платформ (Нестеренко и др., 1964)
9	10	11	12	13	14	15	
51,32	48,63	50,33	49,90	46,85	46,97	40,57	48,70
2,05	1,10	0,94	2,84	0,94	1,07	1,14	1,36
13,86	14,50	14,67	13,92	13,85	14,83	7,05	14,80
4,48*	5,11*	3,29*	6,87*	5,86*	3,84*	5,52	3,31
8,06	6,32	7,88	6,53	7,86	6,53	8,56	7,27
0,10	0,11	0,15	0,15	0,17	0,10	0,14	0,18
4,07	6,70	7,05	3,20	6,80	10,46	19,28	7,30
8,84	11,04	10,40	9,20	12,12	9,38	6,33	9,68
3,19	2,02	2,06	3,06	2,48	1,30	0,29	2,37
1,11	0,58	0,87	0,70	0,65	0,44	0,14	0,85
0,23	0,08	0,06	0,62	0,25	0,02	0,06	0,11
3,28	2,34	1,78	3,03	2,34	2,74	7,18	4,00
—	0,82	0,38	—	0,50	1,47	3,64	—
100,59	99,34	99,86	100,02	100,67	99,21	93,05	99,93
75,45	64,05	61,24	82,70	66,82	49,75	42,24	59,18

скв. Е-18 (среднее из 14), разновидности базальтов: 9 — двуполовошпатовый порфиновый базальт (среднее из 2); 10 — толентовый базальт (среднее из 5), 11 — афировый базальт (среднее из 4), 12 — витрофировый базальт, 13 — порфиновый голокристаллический базальт (среднее из 4), 14 — оливниновый долерито-базальт, 15 — микритовый порфирит (среднее из 2).

«место» гранофигов и роль отдельных факторов дифференциации остаются дискуссионными. По ним авторы излагают свою точку зрения, перекликающуюся в ряде случаев с существующими мнениями.

Дифференциация базальтового расплава в камере кристаллизации обусловлена изменением условий его состояния в сравнении с условиями первичных или промежуточных очагов. непосредственно характер камерной дифференциации определяется совокупностью целого ряда факторов и масштабом влияния каждого из них в отдельности.

Важную роль в эволюции расплава *in situ* могут играть глубинность камеры кристаллизации; состав вмещающих пород и способность их к ассимиляции; тектонические условия становления интрузий и в связи с этим морфология камеры; температура исходного расплава и вмещающих пород; химический состав ин-

трузии, в том числе содержание в первичном расплаве летучих компонентов и целый ряд других причин.

Глубина становления интрузий определяет такой важный параметр дифференциации, как давление, что в свою очередь контролирует способность выхода летучих компонентов из системы, а также продолжительность сохранения в магме тепла. Формирование дифференцированных траппов проходило в гипабиссальных условиях при внешнем давлении на систему, не превышающем 1000 атм (Золотухин, 1964). Преобладающее их большинство приурочено к пермокарбону (Виленский, 1966); в Норильском районе дифференцированные интрузии располагаются и в стратиграфически более глубоких горизонтах, начиная с верхов силура (Годлевский, 1959). Принимая во внимание, что суммарная мощность туфоогенно-осадочных образований верхнего силура, девона, карбона и перми не превышает 1 км (Годлевский, 1959), и учитывая, что большинство дифференцированных траппов различных типов приурочено к перми и карбону, можно допустить, что формирование массивов происходило в соизмеримых по глубинности условиях. В связи с этим незначительные отличия в глубинности становления отдельных трапповых интрузий на территории Сибирской платформы не оказывали, вероятно, существенной роли на характер их дифференциации.

Ассимиляция вмещающих пород, резко отличающихся по составу от толентовой магмы, может служить толчком к дифференциации вследствие нарушения равновесия в кристаллизующейся системе. Вмещающие породы являются также потенциальными «поставщиками» летучих (главным образом воды), концентрация которых определяет характер камерной дифференциации. Хотя некоторые исследователи (Лебедев, 1957; Годлевский, 1959) и придают большое значение ассимиляции, этот процесс, вероятно, имеет подчиненное значение и ограничивается в основном интрузиями норильского типа, где гибридные породы могут составлять до $\frac{1}{4}$ объема массивов (Годлевский, 1959). Но и в этом случае ассимиляция вмещающих пород не оказывает, по-видимому, существенного влияния на характер дифференциации магматического расплава. Так, дифференцированные траппы норильского типа, залегающие в различных стратиграфических горизонтах, контактируют с разными осадочными и вулканогенными образованиями (Годлевский, 1959) — базальтами (интрузия Норильск I), известняками (интрузия Имангда), а также ангидрит- и гипсоносными породами (интрузия горы Зуб). Однако во всех трех интрузиях наблюдается однотипность дифференциации.

Более существенное значение, чем два предыдущих фактора, оказывает тектоническая обстановка в момент становления интрузий. Тектонические условия отражаются на морфологии камер внедрения. Камеры, приближающиеся к изометричным,

характеризуются меньшей отдачей тепла в единицу времени, что способствует «полноте» дифференциации по сравнению с камерами трещинного и пластового типов. Поэтому, вероятно, неслучайным совпадением является факт более изометричных камер для наиболее глубоко дифференцированных интрузий норильского типа: последние в большинстве случаев приближаются к хонолитам (Годлевский, 1959), в то время как менее дифференцированные интрузии других типов соответствуют силлам.

Кроме того, тектонические условия отражаются непосредственно и на характере эволюции исходного расплава, стимулируя дифференциацию и определяя ее направление. В активной тектонической обстановке более вероятна кристаллизация расплава в открытой системе; в областях, где дизъюнктивная и трещинная тектоника во время становления интрузий проявлена слабо, камерная дифференциация приближается к дифференциации в закрытой системе. Характер же замкнутости системы, как будет показано ниже, является одним из определяющих факторов направления дифференциации.

Как и тектоническая обстановка, важное значение для камерного этапа дифференциации имеет начальная температура интродуцирующего расплава. Более высокотемпературные расплавы обладают при прочих равных условиях более значительным запасом тепловой энергии, что является одним из условий глубокой дифференциации.

По современным представлениям (Йодер, Тилли, 1965), температура основной магмы при внедрении находится на грани температуры ликвидуса или незначительно ее превышает, что для сибирских траппов подтверждается наличием интрателлурических вкрапленников в закаленных фациях большинства интрузий и практически во всех разновидностях базальтов. В то же время начальные температуры при внедрении расплава для частных порций магм, вероятнее всего, различаются. Можно думать, что эти отличия обусловлены главным образом составом исходного расплава: более магнезиальные расплавы характеризуются более высокой температурой, чем более железистые. Косвенное подтверждение этому можно найти в составе интрателлурических вкрапленников закаленных фаций интрузий различного типа, а также в составе темноцветных минералов из наиболее ранних разновидностей пород (см. рис. 2, 4, 5). Сказанное с учетом последних данных Г. С. Йодера и К. Э. Тилли (1965), показавших, что температуры «силикатного» ликвидуса толеитовых базальтов уменьшаются в направлении от магнезиальных к железистым разновидностям в соответствии с линией фракционирования (рис. 9), позволяет сделать вывод о более высокой температуре исходного расплава для интрузий норильского типа. Последнее наряду с другими факторами обусловило их более глубокую дифференциацию.

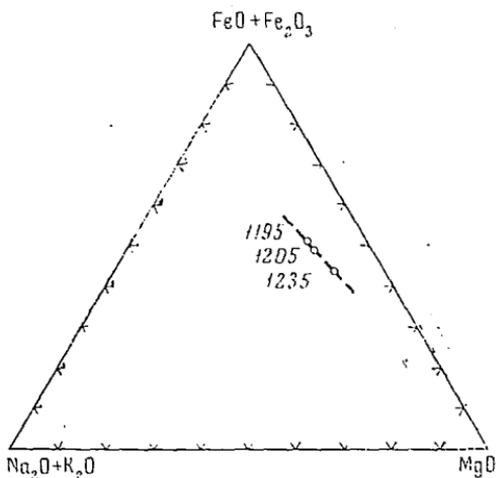


Рис. 9. Зависимость температуры плавления базальтов от их состава (по Иодеру и Тилли, 1965)

Цифры около точек соответствуют температурам силикатного ликвидуса (в °С); пунктиром показано направление эволюции базальтового расплава

Состав исходного расплава также является одним из определяющих факторов его дальнейшей эволюции. Это хорошо подтверждается специфическими особенностями строения массивов различного типа. Например, исходные расплавы интрузий аламджахского типа в силу своей более высокой железистости по сравнению со средним химическим составом долеритов платформы обуславливают появление мощных горизонтов, значительно обогащенных железом пород (феррогаббро), и незначительное проявление умеренно магнезиальных пород (троктолитовые габбро-долериты); химизма расплавов интрузий норильского типа, напротив, определяет слабое развитие железистых, но значительное — наиболее магнезиальных пород (пикритовые габбро-долериты). Последнее обусловлено существенно магнезиальным составом расплавов норильских интрузий.

Особенно важное значение приобретают состав и концентрация летучих компонентов в интрузирующем расплаве к моменту его поступления в камеру кристаллизации. При внедрении магмы из глубоких горизонтов земной коры в приповерхностные (гипабиссальные условия для сибирских траппов) резко падает внешнее давление на систему, в связи с чем в расплаве уменьшается растворимость летучих компонентов. При этом нарушается равновесие системы, что в связи с последующим снижением температуры предопределяет процессы дифференциации: чем больше летучих компонентов содержала интрузирующая магма, тем достигается большее несоответствие условий ее нахождения с условиями предыдущего состояния. Именно это и является, вероятно, одной из причин глубоко зашедшей дифференциации интрузий аламджахского и норильского типов, исходные расплавы которых содержали повышенные количества летучих компонентов (Масайтис, 1958; Годлевский, 1959).

Косвенно концентрацию летучих компонентов можно оценить по характеру и интенсивности контактовых изменений. Действительно, глубоко дифференцированным интрузиям норильского и аламджахского типов свойственны заметное проявление процессов изменения вмещающих пород, вплоть до образования в кровле альбититов (Талнахская интрузия, норильский тип), в то время как слабодифференцированные массивы характеризуются слабыми контактовыми изменениями, которые выражаются в основном в ороговикании вмещающих пород. Концентрация летучих компонентов, в частности H_2O , CO_2 и других, вместе с тектоническими условиями существенно влияет и на режим давления кислорода, который является одним из серьезных факторов направления дифференциации.

Исследователями базальтоидных серий пород уже давно было подмечено, что процессы дифференциации могут приводить к различным результатам. Так, Феннер (Fenner, 1929) пришел к выводу, что дифференциация толентовой магмы приводит к образованию на конечных стадиях пород, относительно и абсолютно обогащенных железом. Н. А. Боуэн (1934) на основании наблюдений над природными ассоциациями полагал, что остаточные расплавы обогащаются кремнекислотой и обогащение их железом носит лишь относительный характер. Свои выводы он подкрепил экспериментально (Bowen, 1947).

Два выявленных направления дифференциации долгое время считались самостоятельными. Однако накопленный фактический материал поставил под сомнение независимость существования этих направлений. Было изучено много базальтоидных серий, которые характеризуются промежуточными схемами дифференциации (Уокер, Польшерварт, 1950).

Постановка новых экспериментов показала, что одним из главных факторов направления дифференциации базальтовой магмы является уровень и характер изменения давления кислорода в ходе кристаллизации. Впервые наиболее четко сформулировал роль давления кислорода Дж. Кеннеди (1950). Он считал, что низкое парциальное давление кислорода в процессе кристаллизации ведет к увеличению железа в поздних дифференциатах, высокое — к гранитному остаточному расплаву.

Позднее, в многочисленных экспериментальных работах Муан и Осборн (Muan, 1955, 1958; Muan, Osborn, 1956; Osborn, 1959) подтвердили выводы Дж. Кеннеди. Ими на основании исследований в упрощенных базальтовых системах и экспериментах на природных базальтах показано, что путь Боуэна проявляется, если система характеризуется постоянным или увеличивающимся давлением кислорода, т. е. является открытой для кислорода; путь Феннера — при постоянном общем составе. В последнем случае система характеризуется уменьшающимся в ходе процесса давлением кислорода и считается для него закрытой.

Редер и Осборн (Roeder, Osborn, 1966) в последующих работах (система $MgO-FeO-Fe_2O_3-CaAl_2Si_2O_8-SiO_2$) дали количественную оценку этому явлению. Согласно их данным, при давлении кислорода больше величины $n \times 10^{-9}$ атм конечный продукт фракционной кристаллизации базальтовой магмы приближается к андезитовому составу (путь Боуэна); при $P_{O_2} < n \times 10^{-9}$ атм — остаточная жидкость, находящаяся в равновесии с анортитом, фаялитом, магнетитом и тридимитом, отвечает составу $45SiO_2, 38Fe_2O_3, 6CaO, 11Al_2O_3$, т. е. приближается к феррогабброидной жидкости (путь Феннера).

Большое значение, придаваемое давлению кислорода, как одному из решающих условий дифференциации базальтовой магмы, поставило нас перед необходимостью оценить величины и характер изменения P_{O_2} в процессе становления трапповых интрузий.

Помимо прямых экспериментальных определений давления кислорода, которые сопряжены с большими техническими трудностями, известны лишь два метода теоретических расчетов, подтвержденных экспериментальными исследованиями. Оба они основаны на соотношении в расплаве двух- и трехвалентного железа, однако, если Дж. Кеннеди (1950) считает, что соотношение Fe^{2+} и Fe^{3+} определяются реакцией: $2Fe_2O_3 \rightleftharpoons 4FeO + O_2$, то Фудели (Fudali, 1965), полагает, что активность трехвалентного железа лучше (точнее) определяется уравнением: $4FeO_{1,5} \rightleftharpoons 4FeO + O_2$.

В последнее время появилось мнение, что давление кислорода является лишь функцией температуры. Так, например, Райт и Мотаки (Wright, Motoaki, 1966) на основании прямых измерений летучести кислорода, производившихся в течение 5 месяцев в скважинах, пробуренных с затвердевшей поверхности лавового озера, показали, что летучесть кислорода в зависимости от температуры определяется уравнением:

$$\log f_{O_2} = \frac{-2,15 \cdot 10^{-4}}{T} + 6,05.$$

Эта точка зрения не является, однако, универсальной, поскольку Фудели экспериментально показал, что при постоянной температуре ($1200^\circ C$) давление кислорода является функцией степени окисленности расплава.

Нами расчет парциального давления O_2 приводился по методике, предложенной Дж. Кеннеди (1950); она согласуется с экспериментальными исследованиями и дает результаты, удовлетворительные для решения поставленной задачи. При этом возникла необходимость определения абсолютных температур кристаллизации различных пород.

Как показывают наблюдения над природными минеральными ассоциациями и экспериментальные исследования, температурный интервал кристаллизации базальтоидов сильно «растя-

нут». Согласно данным Хесса (Hess, 1941), максимальная разница температур начала и конца кристаллизации базальтов составляет 185°C . Результаты, полученные Г. С. Йодером и К. Э. Тилли (1965) по плавлению природных базальтов в стандартных условиях ($P=1\text{ атм}$), показывают близкие результаты: разница между температурой «силикатного ликвидуса» и температурой солидуса $135\text{—}195^{\circ}\text{C}$.

Учитывая, что в природных условиях базальтовые системы не являются «сухими», можно предположить еще большее расширение температурного интервала кристаллизации. Так, по данным Г. С. Йодера и К. Э. Тилли (1965), при давлении паров воды над магматическим расплавом 1000 бар интервал кристаллизации оливинового толеита (лава Килауэа, поток 1921 г.) составляет 250°C , а при $P_{\text{H}_2\text{O}}=5000\text{ бар}$ — поднимается до 500°C .

Приведенные примеры позволяют сделать вывод, что ограничиться температурной точкой, характеризующей кристаллизацию какой-либо разновидности пород, нельзя. Учитывая, что давление паров воды при формировании преобладающих пород трапповой формации вряд ли превышает 1000 атм (Золотухин, 1964), можно принять интервал кристаллизации отдельных разновидностей пород равным 200°C .

В то же время в зависимости от химического состава расплава, отражающегося на минеральном составе пород, температура солидуса и ликвидуса будет различной. В самом деле температура конца плавления (и начала кристаллизации) троктолитовых габбро-долеритов, по данным Г. Д. Феоктистова (1961), составляет 1360°C ; пикритовых габбро-долеритов, по данным В. В. Золотухина (1964), — 1300°C . Породы поздних этапов кристаллизации, судя по наличию в них микропегматитового мезостазиса, должны кристаллизоваться при более низких температурах. Татл и Боуэн (Tuttle, Bowen, 1958) оценивают температуру кристаллизации безводного гранита в 960°C .

Изложенные соображения ставят перед необходимостью использовать для расчета парциального давления кислорода над магматическим расплавом в момент кристаллизации определенных разновидностей пород не «температурные точки», а интервалы. Оценивая температурный интервал кристаллизации пород в 200°C и используя данные по плавлению природных базальтов, следует принять температуры кристаллизации для наиболее магнезиальных пород трапповой формации — пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов — $1300\text{—}1100^{\circ}\text{C}$, а для наиболее железистых пород — феррогаббро, габбро-пегматитов — $1000\text{—}800^{\circ}\text{C}$.

Эти цифры были положены в основу расчета давлений кислорода по методу Дж. Кеннеди (1950). Сводные результаты расчета для пород главного этапа дифференциации (см. рис. 6) приведены в табл. 7.

Таблица 7. Характер изменения давления кислорода (в атм) над магматическим расплавом в процессе становления трапповых интрузий

Горизонты пород	Температура, °С					
	1300	1200	1100	1000	900	800
I. Черногорская интрузия						
Диорит-пегматиты, габбро-пегматиты	—	—	—	$3,7 \cdot 10^{-7}$	$1,2 \cdot 10^{-8}$	$2,7 \cdot 10^{-10}$
Габбро-долериты со спорадическим оливином	—	—	$3,8 \cdot 10^{-6}$	$3,0 \cdot 10^{-7}$	$1,1 \cdot 10^{-8}$	—
Оливиновые габбро-долериты	—	$5,6 \cdot 10^{-5}$	$6,6 \cdot 10^{-6}$	$5,2 \cdot 10^{-7}$	—	—
Оливиново-биотитовые габбро-долериты	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^{-5}$	$7,5 \cdot 10^{-6}$	—	—	—
Пикритовые габбро-долериты	$4,3 \cdot 10^{-4}$	$7,6 \cdot 10^{-5}$	—	—	—	—
II. Аламджакская интрузия (западный комплекс)*						
Габбро-пегматит	—	—	—	$1,04 \cdot 10^{-7}$	$3,6 \cdot 10^{-9}$	$0,78 \cdot 10^{-11}$
Феррогаббро	—	—	$8,5 \cdot 10^{-7}$	$6,8 \cdot 10^{-8}$	$2,4 \cdot 10^{-9}$	—
Долерит	—	$2,28 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-6}$	$2,08 \cdot 10^{-7}$	—	—
Троктолитовый долерит	$1,20 \cdot 10^{-5}$	$1,34 \cdot 10^{-5}$	$1,52 \cdot 10^{-5}$	—	—	—
III. Кайерканская интрузия						
Габбро-пегматиты	—	—	—	$5,2 \cdot 10^{-8}$	$1,8 \cdot 10^{-9}$	$3,9 \cdot 10^{-11}$
Призматически-офитовые габбро-долериты	—	—	$1,1 \cdot 10^{-6}$	$8,6 \cdot 10^{-8}$	$2,9 \cdot 10^{-9}$	—
Офитовые габбро-долериты	—	$9,4 \cdot 10^{-6}$	$1,1 \cdot 10^{-6}$	$8,5 \cdot 10^{-8}$	—	—
Пойкилоофитовые габбро-долериты	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$8,9 \cdot 10^{-6}$	$9,8 \cdot 10^{-7}$	—	—	—

* По В. В. Золотухину (1964).

Анализ данных табл. 7 показывает, что давление кислорода в процессе камерной дифференциации меняется существенно. Большой диапазон колебания P_{O_2} характерен, как и ожидалось, для интрузий, дифференцированных наиболее сильно (Черногорская интрузия). Вместе с тем уменьшающееся в ходе процесса давление кислорода свидетельствует о том, что характер камерной дифференциации трапповой магмы не противоречит кристаллизации в условиях закрытой системы. К аналогичным выводам для Анакитской интрузии приходит В. В. Ревердатто (1963); близкие цифры получены для некоторых других массивов В. В. Золотухиным (1964).

Если правильно оценены температурные интервалы, то, согласно экспериментам Осборна (1964) Рёдера и Осборна (Roeder, Osborn, 1966), в процессе дифференциации трапповой магмы *in situ* должна в большей степени проявляться «тенденция Боуэна»: величина давления кислорода при формировании большинства разновидностей пород больше $n \times 10^{-9}$ атм.

Однако уменьшающееся к концу процесса давление кислорода над магматическим расплавом, а также прогрессивное увеличение в этом же направлении железистости пород и темноцветных минералов свидетельствует о преобладании по крайней мере на главном этапе дифференциации направления Феннера. Это обусловлено, вероятно, закрытым для кислорода характером системы, а не абсолютным значением P_{O_2} , как полагают Рёдер и Осборн (Roeder, Osborn, 1966). Последнее подтверждается сопоставлением направления дифференциации интрузий различного типа (рис. 10) с экспериментальными данными Осборна (Osborn, 1959). В левой, экспериментальной части диаграммы показано направление эволюции жидкости с первоначальным составом n : линия $n-132-40-24$ отображает дифференциацию при постоянном валовом составе системы и характеризует путь дифференциации с прогрессивным обогащением остаточной жидкости железом (путь Феннера); линия $n-c-d$ и $n-a-b$ пути дифференциации с обогащением остаточного расплава кремнекислотой (путь Боуэна). Правая часть диаграммы иллюстрируется несколькими примерами дифференциации классических природных серий. Сопоставление направления эволюции расплава трапповых интрузий с данными эксперимента и эволюцией природных серий показывает, что главный этап дифференциации рассмотренных интрузий не противоречит кристаллизации в условиях закрытой системы и протекает по пути Феннера. Однако на самых конечных стадиях (пунктирные линии для Черногорской и Аламджахской интрузий) направление дифференциации сменяется, приближаясь к пути Боуэна. Последнее может быть объяснено рядом причин. Во-первых, в связи с увеличением общего давления летучих, главным образом воды, к концу процесса может резко увеличиваться парциальное давление кислорода (при условиях кристаллизации в закры-

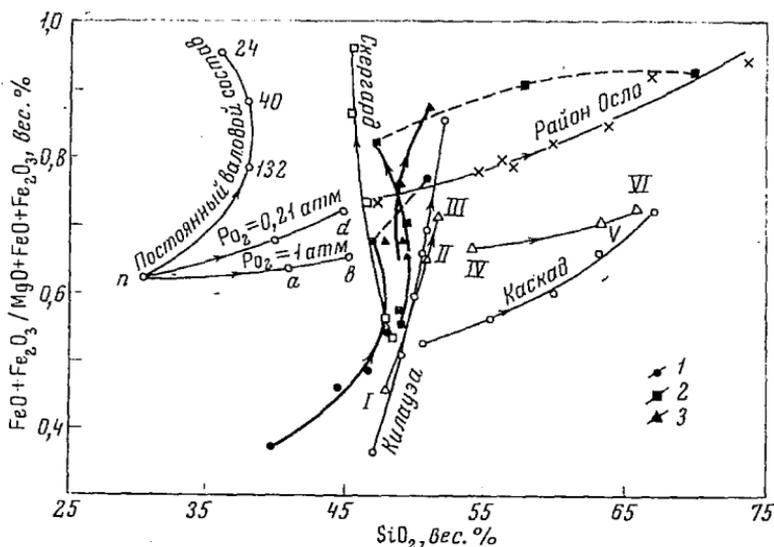


Рис. 10. Зависимость направления дифференциации толеновой магмы от характера изменения парциального давления кислорода (Osborn, 1959)

Левая часть отражает результаты экспериментальных исследований в системе $FeO - Fe_2O_3 - MgO - SiO_2$ при различных режимах P_{O_2} ; правая часть — примеры некоторых природных серий; римскими цифрами обозначены средняя толеновая (I—III) и известково-щелочная (IV—VI) серии Ноккольдса (Nockolds, 1954). Направление дифференциации трапповых интрузий: 1 — Черногорской, 2 — Аламджахской, 3 — Каверканской

той системе). Во-вторых, определенное влияние оказывает, вероятно, «раскрытие» системы на поздних стадиях становления интрузий при растрескивании ранее закристаллизованного объема (дефект объемов). Не исключена также роль процессов гибридизма и метасоматоза, наиболее существенно проявленных в породах прикровлевых зон. Мы отдаем предпочтение первому, поскольку разделение остаточных расплавов на близкий к феррогабброидному, и кислый наблюдается в интрузиях любого типа. Однако их пространственное разобщение может иметь место только в областях с относительно активным проявлением тектонических процессов (интрузии аламджахского и норильского типов). В случае же более спокойной тектонической обстановки конечный кислый расплав фиксируется в виде гранофирового мезостазиса непосредственно в более железистых породах (габбро-пегматиты).

Полученные данные находятся в некотором противоречии с выводами В. В. Золотухина (1964) и А. М. Виленского (1967) по интрузиям норильского типа. Эти исследователи считают, что дифференциация норильских рудоносных интрузий более близка эволюции расплава по пути Боуэна, чем эволюции по пути Феннера. По их мнению, это подтверждается тем, что продукты ранних этапов дифференциации, в частности пикритовые габбро-долериты, обогащены железом, конечных — кремнекис-

лотой. Однако обогащение пикритов железом происходит за счет увеличения в них содержания оливина (Альмухамедов, 1967), характеризующегося в то же время минимальной железистостью. Меньшая железистость свойственная и моноклинным, а также и ромбическим пироксенов (см. рис. 2). Следовательно, обогащение железом продуктов раннего этапа кристаллизации расплава обусловлено не большей степенью вхождения элемента в ранние кристаллические фазы (см. табл. 31), в частности в окиснорудные минералы, как это типично, например, для более высокотемпературных членов серии Боуэна (Осборн, 1964), а увеличением роли оливинов (за счет главным образом плагиоклазов, рис. 2). В то же время одновременно с некоторым увеличением концентрации FeO в пикритах наблюдается более резкое обогащение их магнием, так что здесь не обнаруживается роста коэффициента железистости (см. табл. 2).

Увеличение же железистости пород к верхним горизонтам интрузий норильского типа не только относительное, но и абсолютное, что выражается в последовательном росте (при переходе от пикритов к вышележащим породам) общего коэффициента железистости и отношения FeO/MgO (см. табл. 2). Особенность, однако, заключается в том, что наиболее железистые породы (дирит- и габбро-пегматиты) в интрузиях этого типа пользуются незначительной распространенностью по сравнению с другими массивами, например, с интрузиями аламджахского типа. Это обусловлено тем, что исходный расплав норильских интрузий, как показано выше, значительно обогащен магнием и обеднен железом в сопоставлении со средним долеритом платформы и массивами других типов.

Обогащение кремнекислотой конечных порций расплава, незначительное для норильских интрузий, наблюдается и в других природных сериях, эволюционирующих по пути Феннера (рис. 10), например, в серии Килауэа и толеитовой серии, приведенной Ноккольдсом (Nockolds, 1954). Следовательно, путь эволюции наиболее магнезиальных интрузий норильского типа принципиально не отличается от путей эволюции других интрузий. Особенности заключаются лишь в масштабах проявления отдельных механизмов дифференциации.

Таким образом, приведенные данные позволяют сделать вывод, что наиболее существенными факторами камерной дифференциации траппового расплава являются состав исходной магмы (в том числе содержание в ней летучих компонентов), ее начальная температура и тектонические условия становления интрузий. Состав вмещающих пород, по всей вероятности, незначительно влияет на процессы дифференциации *in situ*, а глубинность становления массивов для дифференцированных траппов различных типов соизмерима.

Дифференциация, обусловленная совокупным действием перечисленных факторов, представляет собой весьма сложный про-

цесс. По классификации Д. П. Григорьева (1946) она может протекать за счет сил тяжести и за счет сил диффузии. Первая группа процессов определяется перемещением в гравитационном поле отдельных молекул или кристаллов (фракционирование), газовой фазы расплава (эманационная дифференциация), а также жидкости в жидкости (ликвидо-гравитационная дифференциация). Вторая группа включает диффузию ионов или молекул в докристаллизационную стадию эволюции расплава и диффузию в процессе кристаллизации.

Характер распределения минеральных фаз и петрогенных элементов в дифференцированных траппах платформы позволяет считать, что эволюция базальтовой магмы в камере внедрения контролируется практически всеми возможными механизмами дифференциации. Асимметричное строение в вертикальном разрезе большинства пластовых дифференцированных интрузий с концентрацией в нижних горизонтах наиболее магнезиальных минералов не оставляет сомнения в том, что гравитационные процессы являются главными. Среди них в свою очередь наиболее сильно проявлены кристалло-гравитационный (фракционирование) и эманационный. Ликвидо-гравитационные процессы в общем ходе камерной дифференциации выражены слабо. Существенная роль последних допускается лишь для интрузий норильского типа.

Помимо гравитационных процессов некоторую роль играют и процессы диффузии вещества как в докристаллизационную стадию становления интрузий, так и во время кристаллизации. На возможность проявления этих механизмов дифференциации указывают появление в отдельных массивах более магнезиальных пород в прикровлевой части разрезов (Феоктистов, 1961), а также существование весьма слабо дифференцированных интрузий, характеризующихся симметричным строением в вертикальном разрезе. В последнем случае диффузия, главным образом на стадии кристаллизации, является, вероятно, основным механизмом дифференциации (Альмухамедов и др., 1970).

Таким образом, камерная дифференциация базальтовой магмы носит фракционно-кинетический характер с преимущественным проявлением гравитационных процессов (фракционирование и эманационная дифференциация) и подчиненным — диффузии. Механизм процесса камерной дифференциации, в соответствии с приведенным выше материалом, представляется следующим образом.

При кристаллизации от верхней и нижней границ камеры, в первые этапы, еще во время продвижения магмы, начинается ликвация исходного расплава с разделением его на силикатную и сульфидную составляющие с концентрацией последней в придонных участках камеры (Котульской, 1948; Годлевский, 1959). Одновременно с ликвацией сульфидного расплава происходит миграция летучих компонентов в верхние горизонты камеры, где расплав остается жидким до конца кристаллизации. Несколько

позднее начинается фракционирование с выделением в начальные стадии кристаллизации наиболее магнезиального для данной интрузии оливина и в ряде случаев наиболее основного плагиоклаза, которые вслед за сульфидным расплавом отсаживаются в нижние горизонты камеры.

Фракционирование расплава, стимулированное гравитационной отсадкой ранних кристаллических фаз, приводит к накоплению в остаточном расплаве щелочей, кремния, железа и титана. На самых конечных стадиях становления интрузий вследствие резкого повышения P_0 , наблюдается разделение железа и кремнекислоты. В соответствующей тектонической обстановке кислый расплав может локализоваться в самостоятельных горизонтах и даже интродуцироваться в ранее закристаллизованные породы интрузии или вмещающие породы (массивы аламджахского типа). При слабом проявлении процессов дифференциации и в более спокойных тектонических условиях кислый расплав остается в виде мезостазиса в породах поздних этапов кристаллизации (интрузии ангарского типа).

Рассмотренная обобщенная петрологическая модель камерной дифференциации базальтового расплава не исчерпывает, естественно, всех случаев, поскольку конкретные условия дифференциации обусловлены совокупным действием учтенных и неучтенных факторов и определяют их соотношением. Тем не менее основные ее положения доказаны многочисленными исследователями на различных геологических объектах, выдержали испытание временем и принимаются нами в качестве основы для дальнейшего изложения некоторых вопросов геохимии редких элементов в дифференцированных траппах.

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ТРАППАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Для получения объективной информации по геохимии дифференцированных траппов для каждого из трех выделенных типов интрузий было изучено по несколько массивов. Всего с различной степенью детальности было исследовано двенадцать дифференцированных интрузий. В настоящей работе рассматриваются наиболее подробно изученные массивы по двум интрузиям для каждого типа (см. табл. 10). Для остальных массивов — горы Магудол, Толстомысовского (р. Ангара); Эрбейэкского, Восточного комплекса Аламджахской интрузии (бассейн р. Вилюй); Ергалахского и горы Зуб (Норильский район) получены закономерности поведения редких элементов, в целом аналогичные показанным ниже. Фактический материал для этих массивов во избежание перегрузки текста цифровым материалом не приводится.

Изучение большинства массивов проводилось с использованием kernового материала вертикальных буровых скважин. Геохимические пробы и контрольные петрографические образцы пород отбирались через 1—5 м в зависимости от мощности горизонтов (дифференциатов). Исключение составляют Анакитская и Аламджахская интрузии. В первом случае мы воспользовались каменным материалом, любезно предоставленным в наше распоряжение В. В. Ревердатто, во втором — пробы отбирались из обнажений в соответствии с геологической картой, составленной В. Л. Масайтисом (1958).

Подготовка проб к анализу проводилась последовательным дроблением (до 0,25 мм), квартованием (до 100 г) и измельчением в виброистирателе до 100 меш. Из подготовленного таким путем пробы, точечным методом отбирались навески в 1,5—3—5—10 г, которые после дотирания в агатовой ступке поступали на анализ.

Для изучения распределения элементов по минералам из разных дифференциатов интрузий отбирались минералогические пробы весом 10—15 кг.

Выделение мономинеральных фракций осуществлялось с помощью магнитной и электромагнитной сепарации, тяжелых жидкостей и т. д. На конечной стадии производилась ручная очистка проб.

Определение содержания микроэлементов в породах и минералах проводилось количественно с использованием различных методов анализа: Cu, Ni, Co, Cr, V, Sr и Ba — спектральный метод с использованием спектрографов КС-55, ИСП-51 и ДФС-8. Чувствительность анализа для Cr, V, Sr и Ba составляла 3×10^{-4} , для Cu, Ni и Co — 1×10^{-4} %; точность ± 10 — 15 % (Нестеренко и др., 1964; Смирнова и др., 1968).

Zn, Pb — спектральный метод. Чувствительность 30×10^{-4} % и 1×10^{-4} , для Cu, Ni и Co — 1×10^{-4} %; точность ± 10 — 15 % (Негейдо и др., 1970).

Ti — фотокалориметрический метод с применением 2,7 дихлорхромотроповой кислоты, точность ± 10 % (Классова, Леонова, 1964).

Li, Rb — метод фотометрии пламени, чувствительность для лития 1×10^{-5} %, для рубидия 5×10^{-5} %, точность ± 15 — 20 % (Полуэктов, 1962).

TR — рентгеноспектральный метод с предварительным химическим выделением суммы окислов. Точность ± 15 — 20 %, для отдельных элементов (Nd, La, Ce) ± 5 — 10 % (Вайнштейн и др., 1956; Балашов, 1970).

Nb, Ta, Zr, Hf — спектральное и химическое (тантал) определение с предварительным обогащением. Чувствительность 2×10^{-5} %. Точность ± 15 — 20 % (Кринберг, Цыханский, 1962; Цыханский, Кринберг, 1963; Знаменский и др., 1965).

Ag, Cd — атомно-абсорбционный метод. Чувствительность 3×10^{-7} %; точность ± 20 % (Нестеренко и др., 1969).

Таблица 8. Результаты определения микроэлементов в стандарте W-1 ($n \times 10^{-4}$ %)

Элемент	Найденное значение	Относительная квадратичная ошибка	Рекомендуемое значение (Fleischer, Stewens, 1962)
Cu	90 (среднее из 5)	7,9	110
Ni	70 (среднее из 5)	8,2	70
Co	43 (среднее из 5)	9,4	52
Cr	150 (среднее из 5)	16,0	120
V	200 (среднее из 5)	6,2	240
Sr	260 (среднее из 5)	7,5	220
Ba	270 (среднее из 3)	6,9	127—225

S, Cl — весовой метод (Пономарев, 1961), точность $\pm 5\%$.
F — колориметрический метод с цирконализарином (Пономарев, 1961); точность $\pm 10-15\%$.

Для основной группы элементов — меди, никеля, кобальта, хрома, ванадия, а также стронция и бария была осуществлена привязка к международному стандарту W-1. В табл. 8 показано, что применяемые методы дают результаты, близкие к значениям, рекомендуемым для диабаза W-1 (Fleischer, Stevens, 1962). При построении калибровочного графика для определения серебра и кадмия помимо синтетических стандартов использовались такие стандарты W-1 и G-1 (Нестеренко и др., 1969).

Все определения содержаний редких элементов выполнены в аналитических лабораториях Института геохимии СО АН СССР и Ордена Ленина института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР.

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В НЕДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ТРАППАХ

Изучение распространенности редких элементов в недифференцированных траппах проводилось на основе групповых проб, отобранных в различных районах Сибирской платформы (Нестеренко и др., 1964, 1965, 1969; Знаменский и др., 1965). В связи с этим был получен достаточно представительный материал (рис. 11, табл. 9) для сопоставления с составом интрузий (включая дифференцированные), отличающихся от среднего состава пород формации в ту или иную сторону.

По концентрации редких элементов траппы сравнительно однородны. Практически для всех элементов характерен 1,5—3-кратный разброс содержаний. Исключение составляют только серебро и медь, для которых отмечается, соответственно, 7—5-кратное изменение концентрации. По-видимому, для последних двух элементов указанная особенность будет еще рельефнее при сопоставлении не групповых проб, как это сделано в данном случае, а по отдельно взятым интрузиям. Это объясняется резко выраженными халькофильными свойствами элементов и в связи с этим их высокой мобильностью в расплавах.

Как будет показано ниже, медь и серебро интенсивнее других элементов перераспределяются в процессе камерной дифференциации расплава, обогащая как ранние породы, так и остаточные магмы с повышенным содержанием железа. По-видимому, аналогичная тенденция характерна для обоих элементов и на раннемагматической стадии эволюции расплава с обогащением медью и серебром одних порций расплава и обеднением других. Именно этим, вероятно, объясняется наличие в пределах платформы двух районов с повышенной концентрацией меди ($200-240 \times 10^{-4}\%$), причем один из них находится в среднем течении

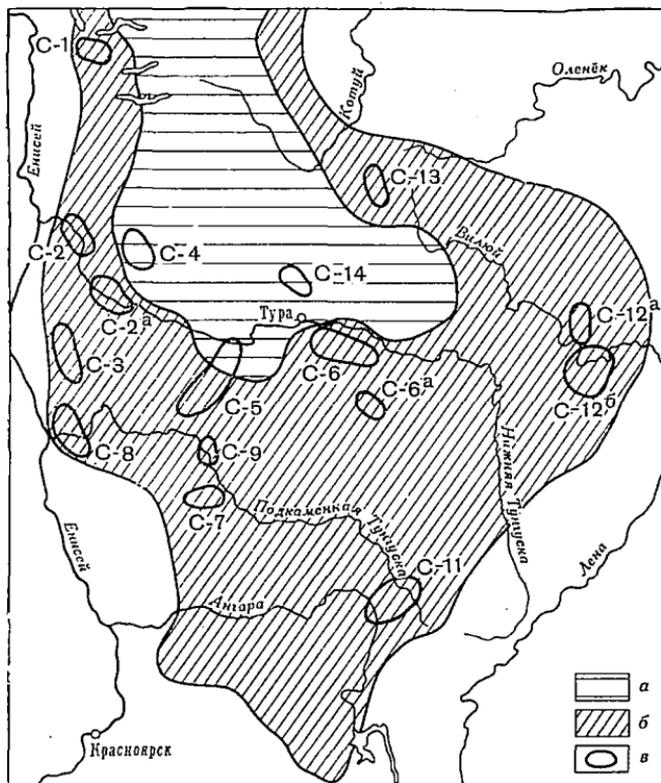


Рис. 11. Схема отбора групповых проб на территории Сибирской платформы
 а — область развития базальтов, б — область развития интрузивных траппов, в — районы отбора проб

реки Подкаменной Тунгуски (С-7 и С-9, рис. 11), где развиты интрузии с повышенным содержанием железа (кузьмовский комплекс, по Лурье и др., 1962).

Остальные элементы в целом равномерно распределены в породах различных участков платформы без видимого закономерного обогащения или обеднения отдельных районов. Исключение, может быть, составляет никель, имеющий несколько пониженное содержание $[(70-90) \times 10^{-4}\%]$ в траппах юга и востока платформы. Для других элементов аналогичная закономерность не прослеживается.

Среднее содержание наиболее распространенных редких элементов в траппах Сибирской платформы идентично кларку для основных пород как по А. П. Виноградову (1962), так и по Турекьяну и Ведеполю (Turekian, Wedepohl, 1961), что еще раз подчеркивает справедливость представлений о траппах как наиболее типичных представителях основной магмы.

Таблица 9 Распространенность редких элементов в недифференцированных траппах Сибирской платформы ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Проба	Число обр. в пробе	Халько- и сидерофильные элементы							Литофильные элементы				
		Ni	Co	Cu	Ag	Zn	Cd	Pb	Cr	Ti	V	Nb	Ta
C-1	19	110	24	80	0,065	54	0,080	10	140	12 000	180	4,7	0,3
C-2	9	210	39	80	—	95	—	12	320	8 200	220	2,7	0,1
C-2a	22	100	31	90	—	—	—	—	150	—	190	—	—
C-3	12	170	45	200	0,022	125	0,070	12	160	9 400	140	2,7	0,3
C-4	15	170	17	110	—	—	—	—	180	7 700	180	2,4	0,1
C-5	12	120	38	100	0,064	—	0,030	—	220	7 700	160	—	—
C-6	8	110	29	50	0,020	—	0,100	—	200	7 400	150	—	—
C-6a	8	140	25	50	—	—	—	—	150	—	280	—	—
C-7	17	120	46	240	—	—	—	—	170	7 600	170	—	—
C-8	12	150	55	70	0,028	100	0,080	9	170	7 400	200	4,1	0,7
C-9	14	110	32	200	—	95	—	10	130	8 100	150	3,6	0,4
C-10	10	85	36	90	0,017	140	0,060	13	150	10 100	330	1,9	1,1
C-11	37	75	30	100	0,014	95	0,030	6	200	9 800	220	3,2	0,7
C-12	26	90	35	100	0,042	140	0,085	8	190	8 600	170	2,7	0,5
C-13	5	70	34	70	0,105	90	0,045	8	220	7 400	160	3,5	0,4
C-14	6	65	24	150	—	120	—	8	170	10 100	150	—	—
Средневзвешенное	258	110	34	110	0,042	105	0,065	10	180	8 900	190	3,2	0,5
Среднее содержание в основных породах													
По А. П. Виноградову (1962)		160	45	100	0,1	130	0,19	8	200	9 000	200	20	0,48
Базальты, по К. К. Турекьяну и К. Х. Ведыполю (1961)		130	48	87	0,11	105	0,20	6	170	13 800	250	19	1,1

Таблица 9 (окончание)

Проба	Число обр. в про- бе	Литофильные элементы											
		Zr	Hf	Sn	Li	Rb	Sr	Ba	TR ₂ O ₃	F	Cl	Cr/V	$\frac{Cr \times 100}{Ti}$
C-1	19	150	6	7,2	26	25	380	570	130	320	120	0,8	1,2
C-2	9	120	5	5	16	15	350	280	120	310	150	1,45	3,9
C-2а	22	—	—	—	—	—	930	380	—	—	—	0,8	—
C-3	12	90	5	6,6	10	12	570	210	82	200	70	1,15	1,7
C-4	15	130	5	—	11	23	470	230	—	200	120	1,0	2,3
C-5	12	—	—	—	16	10	510	270	—	170	120	1,4	2,85
C-6	8	—	—	—	13	12	920	400	—	280	70	1,3	2,7
C-6а	8	—	—	—	—	—	500	170	—	—	—	0,55	—
C-7	17	—	—	—	12	15	680	300	—	220	170	1,0	2,25
C-8	12	90	4	5	15	12	850	260	—	180	60	0,85	2,25
C-9	14	150	6	6,3	14	14	650	340	110	210	80	0,85	1,6
C-10	10	120	6	5,8	20	12	370	300	140	180	30	0,45	1,5
C-11	37	150	4	5,5	8	18	550	350	—	170	40	0,9	2,0
C-12	26	140	7	4,8	27	14	450	550	—	330	60	1,1	2,2
C-13	5	130	7	5	38	30	700	480	90	240	140	1,4	3,0
C-14	6	—	—	6	15	15	530	180	—	240	140	1,15	1,7
Средневзвешен- ное	258	130	5	6	16	16	690	360	110	270	90	0,95	2,0
Среднее содержание в основных породах													
* По А. П. Виноградову (1962)		100	1	1,5	15	45	440	300	71	370	50	2,0	2,2
Базальты, по К. К. Турекья- ну и К. Х. Ведеполу (1961)		140	2	1,5	17	30	465	330	—	400	60	1,8	1,2

Для ряда элементов отмечается 2—4-кратное расхождение с кларковыми величинами. Это практически целиком относится к слабо изученным в основных породах элементам (серебро, кадмий, ниобий, цирконий). В связи с отсутствием для указанных элементов достаточного количества аналитических данных кларковые значения для них до сих пор не определены достаточно точно. Пониженное содержание рублидия в габбро-долеритах, по-видимому, является специфической особенностью данной провинции.

Таким образом, предложенный материал показывает идентичность траппов в отношении редких элементов среднему составу основных пород и сравнительно высокую их однородность. Вместе с тем групповые пробы в первом приближении отражают составы магматических очагов в различных частях платформы. Они показывают, что наряду со сравнительно высокой однородностью родоначальных магм уже на этой стадии процесса намечается тенденция к разделению элементов, как это видно на примере меди и никеля.

Еще интенсивнее указанный процесс протекает при очаговой (докамерной) дифференциации зародившейся магмы с образованием серий расплавов, формирующих резко уклоняющиеся по составу породы, в том числе разновидности, обогащенные магнием и железом с соответствующим их обогащением редкими элементами. Петрохимически этот процесс хорошо разобран в работе М. Л. Лурье и др. (1962), геохимически в общей форме он будет рассмотрен в конце настоящей работы. Не вдаваясь здесь в детали вопроса, подчеркнем, что последующая камерная дифференциация еще больше усиливает разделение элементов, доводя этот процесс до крайнего выражения.

ПОВЕДЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССАХ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ТРАППОВОЙ МАГМЫ

Редкие элементы, рассмотренные в настоящей работе, по специфике поведения в процессах дифференциации могут быть подразделены на следующие группы.

1. Халько- и сидерофильные элементы — Ni, Co, Cu; Ag, Cd, Zn, Pb, Mo, которые проявляют, как правило, но в различной степени, одновременно сидерофильные и халькофильные свойства.

2. Литофильные элементы

а) элементы, преимущественно связанные с окисно-рудными минералами — Cr, Ti, V, Nb, Ta, Zr, Hf, U;

б) элементы, связанные главным образом с силикатами — Li, Rb, Sr, Ba, редкие земли;

в) летучие элементы — F, Cl, S, Se, Te, C.

Таблица 10. Редкие элементы в породах дифференцированных траппов ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Породы	Ni ²⁺ [0,78*]	Co ²⁺ [0,82]	Cu ²⁺ [0,83]	Ag ⁺ [1,13]	Au ⁺ [1,37]	Zn ²⁺ [0,83]	Cd ²⁺ [1,03]	Pb ²⁺ [1,32]	Cr ³⁺ [0,64]	Ti ⁴⁺ [0,64]	V ³⁺ [0,65]	Nb ⁵⁺ [0,69]	Ta ⁵⁺ [0,68]	Zr ⁴⁺ [0,87]	Hf ⁴⁺ [0,86]	Li ⁺ [0,70]	Rb ⁺ [1,49]	Sr ²⁺ [1,27]	Ba ²⁺ [1,43]	TR ₂ O ₃ [0,99—1,22]	F ⁻ [1,33]	Cl ⁻ [1,78]	Cr V	Cr·100 Ti	Zn Cd	
Черногорская интрузия																										
Габбро-диориты	41 (3)	13 (3)	24 (3)	0,006 (2)	—	90 (2)	0,120 (2)	27 (2)	130 (3)	14 500 (6)	40 (3)	5,8 (2)	0,8 (1)	1165 (2)	5,9 (2)	21 (5)	33 (5)	810 (3)	220 (3)	160 (1)	400 (2)	270 (1)	3,30	0,90	750	
Диорит- и габбро-пегматиты	58 (4)	15 (4)	256 (4)	0,018 (1)	—	66 (3)	0,045 (2)	15 (3)	140 (4)	13 000 (5)	40 (4)	—	—	—	—	21 (2)	29 (2)	820 (4)	280 (4)	260 (1)	550 (2)	210 (2)	1,00	1,07	1400	
Призматически-офитовые габбро-долериты со спорадическим оливином	61 (4)	18 (4)	70 (4)	0,005 (2)	—	52 (2)	0,025 (1)	17 (2)	201 (5)	7 000 (7)	60 (5)	1,1 (2)	0,2 (1)	56 (2)	—	18 (3)	16 (3)	725 (4)	470 (4)	130 (1)	380 (3)	160 (2)	3,40	2,90	2100	
Офитовые оливиновые габбро-долериты	125 (4)	32 (4)	29 (4)	0,025 (2)	—	45 (2)	0,020 (1)	15 (2)	625 (5)	5 000 (7)	36 (5)	0,9 (2)	0,3 (1)	21 (2)	3,0 (1)	21 (6)	13 (6)	630 (4)	420 (4)	150 (1)	280 (3)	100 (2)	17,50	12,50	2250	
Пойкилоофитовые оливиновые габбро-долериты (с биотитом)	210 (5)	104 (5)	50 (5)	0,020 (2)	—	32 (2)	0,030 (1)	15 (2)	160 (4)	5 000 (6)	44 (4)	1,0 (2)	0,3 (1)	22 (2)	2,2 (1)	29 (4)	13 (4)	620 (5)	620 (5)	110 (1)	240 (3)	150 (2)	3,60	3,20	1100	
Пикритовые габбро-долериты	1100 (4)	125 (4)	158 (4)	0,180 (1)	—	63 (2)	0,080 (1)	28 (2)	4100 (4)	4 100 (3)	24 (4)	0,4 (2)	0,4 (2)	10 (2)	—	18 (7)	11 (7)	390 (4)	360 (4)	65 (1)	490 (4)	180 (2)	170,00	100,00	800	
Такситовые габбро-долериты	4300 (5)	310 (5)	1900 (2)	1,000 (2)	—	80 (2)	0,120 (1)	14 (2)	110 (4)	5 900 (3)	44 (4)	0,8 (2)	—	25 (2)	—	31 (6)	12 (6)	730 (2)	260 (2)	70 (1)	230 (5)	120 (2)	2,40	1,90	670	
Контактные габбро-долериты	510 (3)	39 (3)	1400 (3)	1,000 (1)	—	80 (1)	1,000 (1)	27 (1)	101 (3)	8 200 (5)	45 (3)	1,9 (2)	0,3 (1)	71 (2)	3,6 (2)	29 (3)	21 (3)	880 (3)	520 (3)	35 (1)	490 (3)	180 (4)	2,20	1,25	80	
Средневзвешенное	320	64	150	0,034	—	50	0,070	18	720	5 900	40	1,8	0,4	41	3,1	22	15	650	450	120	370	160	18,00	12,20	714	
Интрузия Норильск-I																										
Габбро-диориты, диорит- и габбро-пегматиты	70 (4)	33 (4)	300 (4)	—	—	—	—	—	57 (5)	10 800 (3)	100 (5)	—	—	—	—	—	—	880 (4)	230 (4)	—	—	—	0,57	0,53	—	
Безоливиновые габбро-долериты	83 (4)	56 (4)	100 (4)	—	—	—	—	—	140 (7)	5 200 (2)	90 (7)	—	—	—	—	—	—	970 (4)	240 (4)	—	—	—	1,56	2,70	—	
Офитовые, оливиновые габбро-долериты	160 (3)	80 (3)	220 (3)	—	—	—	—	—	410 (3)	5 000 (1)	40 (3)	—	—	—	—	—	—	700 (4)	260 (3)	—	—	—	10,20	8,20	—	
Пойкилоофитовые оливиновые габбро-долериты (с биотитом)	187 (3)	127 (3)	280 (3)	—	—	—	—	—	170 (3)	4 900 (1)	30 (3)	—	—	—	—	—	—	720 (3)	330 (3)	—	—	—	5,70	3,50	—	
Пикритовые габбро-долериты	880 (5)	153 (5)	1350 (5)	—	—	—	—	—	7000 (5)	4 000 (3)	40 (5)	—	—	—	—	—	—	300 (5)	220 (5)	—	—	—	175,00	175,00	—	
Такситовые габбро-долериты	490 (4)	75 (4)	1000 (4)	—	—	—	—	—	120 (10)	6 200 (2)	60 (10)	—	—	—	—	—	—	880 (4)	520 (4)	—	—	—	2,0	1,95	—	
Контактные габбро-долериты	122 (2)	88 (2)	440 (2)	—	—	—	—	—	110 (5)	7 800 (1)	80 (4)	—	—	—	—	—	—	890 (2)	600 (2)	—	—	—	1,40	1,35	—	
Средневзвешенное	210	89	260	—	—	—	—	—	600	5 260	60	—	—	—	—	—	—	780	290	—	—	—	10,00	11,50	—	
Аламджакская интрузия, западный комплекс																										
Микродолериты, порфириты (эндоконтакт кровли)	10 (2)	5 (2)	25 (2)	—	—	—	—	7 (2)	200 (4)	8 400 (5)	210 (2)	2,5 (1)	0,4 (1)	120 (1)	2,7 (1)	28 (5)	20 (5)	800 (3)	160 (3)	130 (1)	590 (3)	130 (2)	0,95	2,40	—	
Долериты с биотитом и кварцем	34 (4)	23 (4)	91 (4)	—	—	30 (1)	—	8 (1)	240 (5)	9 200 (9)	280 (4)	1,5 (2)	0,5 (1)	65 (2)	—	38 (7)	19 (7)	510 (3)	210 (3)	140 (1)	790 (3)	80 (2)	0,85	2,60	—	
Гранофиры	35 (2)	14 (2)	50 (5)	—	—	—	0,033 (2)	—	50 (4)	12200 (18)	105 (2)	10,2 (5)	0,6 (5)	570 (5)	15,0 (5)	24 (9)	70 (2)	820 (7)	166 (5)	260 (2)	640 (8)	110 (2)	0,48	0,40	—	
Феррогаббро	24 (4)	20 (4)	280 (4)	—	—	70 (2)	—	14 (2)	80 (5)	20 600 (6)	890 (4)	4,6 (5)	0,6 (5)	98 (5)	4,6 (3)	20 (5)	34 (9)	1120 (6)	170 (2)	180 (1)	490 (5)	190 (4)	0,09	0,40	—	
Габбро-долериты	50 (5)	25 (5)	120 (5)	—	—	40 (1)	—	15 (1)	280 (5)	6 900 (6)	260 (5)	1,9 (2)	0,4 (2)	66 (2)	3,7 (2)	21 (7)	15 (7)	930 (6)	200 (6)	80 (1)	290 (3)	100 (1)	1,07	4,10	—	
Троктолитовые и меланократовые долериты	54 (4)	24 (4)	120 (4)	—	—	50 (2)	—	14 (2)	300 (6)	5 800 (6)	200 (4)	1,5 (3)	0,3 (2)	26 (3)	—	15 (4)	11 (4)	770 (5)	140 (6)	70 (1)	400 (2)	140 (2)	1,50	5,20	—	
Средневзвешенное	40	22	135	—	—	48	—	13	210	11 300	370	3,2	0,5	120	4,8	23	20	840	180	130	510	140	0,60	1,75	—	

Таблица 10 (окончание)

Породы	Ni ²⁺ [0,78*]	Co ²⁺ [0,82]	Cu ²⁺ [0,83]	Ag ⁺ [1,13]	Au ⁺ [1,37]	Zn ²⁺ [0,83]	Cd ²⁺ [1,03]	Pb ²⁺ [1,32]	Cr ³⁺ [0,64]	Ti ⁴⁺ [0,64]	V ³⁺ [0,65]	Nb ⁵⁺ [0,69]	Ta ⁵⁺ [0,68]	Zr ⁴⁺ [0,87]	Hf ⁴⁺ [0,86]	Li ⁺ [0,70]	Rb ⁺ [1,49]	Sr ²⁺ [1,27]	Ba ²⁺ [1,43]	TR ₂ O ₃ [0,99—1,22]	F ⁻ [1,33]	Cl ⁻ [1,78]	Cr V	Cr·100 Ti	Zn Cd	
Анакитская интрузия																										
Микродолериты (зона закалки)	53 (3)	22 (3)	108 (3)	—	0,0080 (1)	—	—	—	77 (5)	8 700 (5)	110 (3)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,70	0,83	—
Гранофиры	12 (4)	10 (4)	11 (4)	—	0,0042 (1)	—	—	—	40 (5)	8 100 (3)	11 (5)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,6	0,50	—
Долерит-пегматиты	15 (2)	22 (2)	385 (2)	—	0,0045 (1)	50 (1)	—	13 (1)	44 (3)	13 200 (1)	110 (2)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,40	0,33	—
Феррогаббро	24 (5)	14 (5)	310 (5)	—	0,0080 (4)	85 (2)	—	17 (2)	55 (3)	20 000 (3)	125 (3)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,44	0,28	—
Габбро-долериты	45 (2)	17 (2)	105 (2)	—	—	45 (2)	—	16 (2)	73 (3)	11 800 (3)	110 (2)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,66	0,62	—
Оливиновые габбро-долериты	46 (5)	15 (4)	159 (4)	—	0,0120 (6)	58 (3)	—	13 (3)	97 (4)	8 500 (4)	115 (3)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,84	1,14	—
Средневзвешенное	38	15	180	—	—	56	—	15	75	13 000	115	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,65	0,58	—
Кайерканская интрузия																										
Микродолериты (эндоконтакт кровли)	72 (3)	18 (3)	350 (3)	—	—	—	—	—	62 (3)	16 000 (1)	190 (3)	—	—	—	—	8 (2)	19 (2)	590 (2)	280 (2)	—	520 (1)	120 (1)	—	0,33	0,40	—
Пойкилоофитовые габбро-долериты	79 (10)	18 (10)	290 (10)	—	—	53 (3)	—	15 (3)	52 (10)	13 000 (4)	150 (10)	—	—	—	—	9 (2)	16 (2)	570 (11)	260 (11)	—	440 (1)	90 (1)	—	0,35	0,40	—
Габбро-пегматиты	67 (8)	11 (8)	350 (8)	0,054 (1)	—	152 (4)	0,120 (1)	18 (4)	14 (8)	20 100 (5)	220 (8)	—	—	—	—	16 (1)	31 (1)	730 (5)	180 (5)	—	680 (2)	90 (3)	—	0,06	0,07	1300
Призматически-офитовые габбро-долериты	40 (7)	13 (7)	300 (7)	0,017 (1)	—	120 (3)	0,090 (1)	19 (3)	19 (7)	13 600 (6)	160 (7)	—	—	—	—	10 (1)	15 (1)	650 (11)	210 (11)	—	420 (2)	130 (2)	—	0,12	0,14	1300
Офитовые габбро-долериты	142 (7)	25 (7)	340 (7)	—	—	80 (3)	—	16 (2)	74 (7)	9 800 (3)	110 (7)	—	—	—	—	9 (1)	16 (1)	650 (5)	230 (5)	—	460 (2)	110 (2)	—	0,67	0,76	—
Пойкилоофитовые габбро-долериты	126 (10)	25 (10)	400 (10)	0,030 (1)	—	70 (5)	0,045 (1)	17 (5)	56 (10)	11 300 (5)	110 (10)	—	—	—	—	14 (1)	31 (1)	590 (9)	290 (9)	—	430 (2)	80 (2)	—	0,51	0,50	1500
Микродолериты (эндоконтакт подошвы)	120 (3)	23 (3)	530 (3)	0,025 (1)	—	—	0,080 (1)	—	70 (3)	13 300 (1)	140 (3)	—	—	—	—	16 (1)	25 (1)	650 (3)	240 (3)	—	440 (1)	160 (2)	—	0,50	0,53	—
Средневзвешенное	95	20	345	—	—	83	0,076	17	43	13 100	140	—	—	—	—	12	23	620	250	—	470	110	—	0,31	0,33	—
Падунская интрузия																										
Микродолериты (эндоконтакт кровли)	90 (4)	37 (4)	160 (4)	—	—	—	—	—	130 (4)	13 600 (1)	220 (4)	3,0 (1)	0,5 (1)	110 (1)	—	13 (1)	25 (1)	530 (1)	270 (1)	110 (1)	500 (1)	—	—	0,60	0,96	—
Габбро-пегматиты	70 (10)	40 (10)	230 (10)	—	—	120 (1)	—	11 (1)	100 (10)	48 000 (3)	330 (10)	5,3 (1)	0,6 (1)	200 (1)	—	13 (1)	41 (1)	650 (3)	200 (3)	200 (1)	460 (1)	—	—	0,30	0,55	—
Призматически-офитовые габбро-долериты	100 (8)	46 (8)	120 (8)	—	—	36 (1)	—	24 (1)	110 (8)	9 400 (5)	170 (8)	1,5 (1)	0,3 (1)	17 (1)	—	16 (1)	33 (1)	550 (4)	210 (4)	190 (1)	480 (1)	—	—	0,65	1,17	—
Такситовые габбро-долериты	130 (10)	47 (10)	170 (10)	—	—	30 (1)	—	14 (1)	140 (10)	9 500 (4)	160 (10)	1,6 (1)	0,4 (1)	53 (1)	—	13 (1)	25 (1)	540 (4)	210 (4)	140 (1)	360 (1)	—	—	0,88	1,50	—
Пойкилоофитовые габбро-долериты	190 (12)	56 (12)	170 (12)	—	—	48 (4)	—	15 (2)	120 (12)	11 000 (4)	170 (12)	2,2 (1)	0,3 (1)	39 (1)	—	10 (1)	25 (1)	550 (2)	240 (2)	130 (1)	470 (1)	—	—	0,70	1,10	—
Микродолериты (эндоконтакт подошвы)	130 (5)	55 (5)	120 (5)	—	—	—	—	—	130 (5)	—	210 (5)	1,9 (1)	0,4 (1)	57 (1)	—	13 (1)	33 (1)	—	—	130 (1)	470 (1)	—	—	0,62	—	—
Средневзвешенное	120	47	170	—	—	60	—	16	120	12 100	210	2,6	0,4	80	—	13	31	570	210	150	460	—	—	0,57	1,00	—

Примечание. В квадратных скобках приведен радиус иона, в Å.

Ниже даются основные черты поведения редких элементов в процессах дифференциации трапповой магмы в последовательности, указанной в вышеприведенной классификации.

НИКЕЛЬ, КОБАЛЬТ

Оба элемента характеризуются достаточно сложной геохимической историей в магматическом процессе. Это обусловлено тем, что никель и кобальт, с одной стороны, обладая большим сродством к сере, могут находиться в сульфидной форме, с другой, — изоморфно входить в состав темноцветных силикатных минералов, главным образом оливинов и пироксенов (Смирнова и др., 1968; Годлевский, 1959; Wager, Mitchell, 1951).

Перераспределение никеля и кобальта начинается на стадии докамерной дифференциации расплава (Альмухамедов, 1969). Действительно, в зависимости от степени железистости-магнезиальной исходной (перед дифференциацией *in situ*) магмы наблюдаются различия в средних содержаниях кобальта и особенно никеля (табл. 10). Например, в интрузиях норильского типа (коэффициент железистости 50,40—55,00; см. табл. 5) средние содержания никеля и кобальта $(210—320) \times 10^{-4}$ и $(64—89) \times 10^{-4}\%$ соответственно, в то время как в массивах других типов и в «среднем долерите» платформы (Нестеренко и др., 1964) концентрации элементов заметно ниже.

Показательны в этом отношении также данные, полученные по эффузивной фации траппов (Нестеренко и др., 1964). Так, в пределах пермского вулканического цикла в Норильском районе отчетливо наблюдается последовательное увеличение количества никеля и в меньшей степени кобальта (см. табл. 46) по мере увеличения магнезиальности пород в направлении от базальтов ивакинской свиты к базальтам гудчихинской свиты. Пикритовые же порфириды — наиболее магнезиальные эффузивные образования района — характеризуются еще более высокими концентрациями элементов: $542 \times 10^{-4}\%$ Ni и $173 \times 10^{-4}\%$ Co (Альмухамедов, 1969), что превышает среднее содержание элементов в базальтах платформы в 4,2 и 6,9 раза соответственно.

Таким образом, докамерные процессы дифференциации расплава приводят к заметному накоплению никеля и кобальта в магнезиальных расплавах. Дальнейшее перераспределение элементов контролируется процессами дифференциации расплава *in situ*.

Содержание никеля и кобальта по средним цифрам для пород дифференцированных траппов колеблется, соответственно, в пределах $(12—4300) \times 10^{-4}$ и $(5—310) \times 10^{-4}\%$ (см. табл. 10). Это свидетельствует о большей значимости процессов *in situ* в поведении элементов. Наибольший диапазон колебаний концентраций никеля и кобальта характерен для интрузий норильского ти-

па; для слабодифференцированных интрузий (ангарский тип) дисперсия концентрации значительно меньше: $(40-190) \times 10^{-4}$ Ni и $(11-56) \times 10^{-4}$ Co. Последние цифры близки среднему содержанию элементов в долеритах Сибирской платформы, $(110 \times 10)^{-4}$ Ni и $(34 \times 10)^{-4}$ Co.

В пределах отдельно взятого массива максимальные концентрации никеля и кобальта характерны для пород ранней стадии кристаллизации, расположенных в нижних частях разрезов тел (такситовые, пикритовые, троктолитовые габбро-долериты); минимальные — для пород поздних этапов, приуроченных к верхней трети разрезов (габбро-пегматиты, диорит-пегматиты и др.). Эта особенность распределения никеля и кобальта в пластовых дифференцированных интрузиях основного состава прослеживается не только на территории Сибирской платформы. Поведение указанных элементов аналогично при становлении Скергардской интрузии (Wager, Mitchell, 1951), Хиндубакского комплекса (Bilgrami, 1961), мощных потоков Кьюинованских базальтов (Cogn-dall, Rose, 1957) и других массивов.

Однако в интрузиях, близких по составу к «среднему долериту» (Падунская, Кайерканская, а также кьюинованские базальты) никель и кобальт коррелируются главным образом с магнием, в массивах же более магнезиальных по химическому составу и глубоко дифференцированных (интрузии норильского типа) распределение указанных элементов аналогично распределению серы (Смирнова и др., 1968).

В последнем случае (рис. 12) максимумы содержания никеля и кобальта, а также серы (сульфидов) падают на такситовые габбро-долериты, залегающие в зоне подошвы интрузий. В наиболее магнезиальных разновидностях пород — пикритовых долеритах, расположенных, как правило, выше горизонта такситовых габбро-долеритов, содержание никеля и кобальта ниже (см. табл. 10).

Подобная специфика распределения никеля и кобальта, а также серы в интрузиях норильского типа достаточно удовлетворительно объясняется, если исходить из концепции перераспределения элементов на магматической стадии вследствие процессов ликвации.

Выдвинутое Фогтом (Vogt, 1923) представление о ликвации основного расплава на силикатную и сульфидную составляющие, в настоящее время получает все большее подтверждение. Экспериментально такая возможность показана Я. И. Ольшанским (1951). В. А. Вахрушевым и Б. Н. Лапиным (1967), а также Г. А. Десбороу и др. (Desborough et al., 1968) обособление сульфидного расплава в силикатном было рассмотрено на примере лав Курило-Камчатской зоны и Гавайских вулканов. Позднее В. А. Вахрушевым (1969) образование несмешивающегося сульфидного расплава в силикатной магме было показано на ряде интрузивных пород, включая траппы Сибирской платформы.

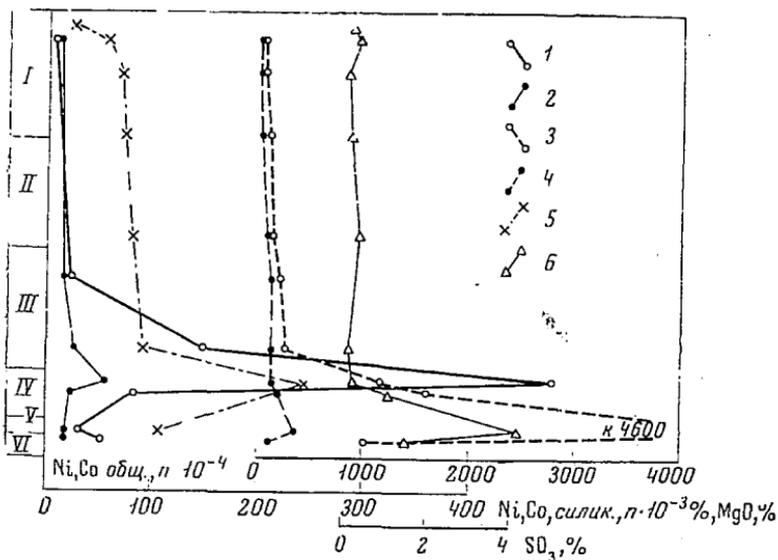


Рис. 12. Характер распределения сульфидных никеля и кобальта в вертикальном разрезе Черногорской интрузии

1 — никель силикатный в породе; 2 — кобальт силикатный в породе; 3 — никель общий; 4 — кобальт общий; 5 — MgO; 6 — SO₃. Римскими цифрами обозначены горизонты пород в соответствии с рис. 2

В последнем случае мелкие (тысячные-десятитысячные доли миллиметра) сульфидные шарики в долеритах Анакитской интрузии (аламджахский тип) представлены ассоциацией пирротин — халькопирит — пентландит. Эта же ассоциация сульфидных минералов типична для рудоносных горизонтов зоны подошвы Норильских интрузий.

Причины, вызывающие ликвацию, по-видимому, многообразны. Помимо уменьшения растворимости сульфидного расплава в базальтовой магме при снижении температуры определенную роль могут играть также повышенное содержание в расплаве летучих компонентов, что способствует укрупнению сульфидных капель (Ольшанский, 1951; Вахрушев, 1969), и незначительная ассимиляция кислых вмещающих пород (Годлевский, 1959).

Рассматривая особенности распределения в интрузиях никеля и кобальта вследствие механизма ликвации, необходимо допустить возможность ее раннего проявления, несколько опережающего кристаллизационную дифференциацию (фракционирование), в связи с чем максимальные концентрации никеля и кобальта могут отмечаться не в наиболее магнезиальных породах — шикритах, а в горизонтах, расположенных ниже.

Приведенные данные свидетельствуют о преимущественно сульфидной форме связи никеля и кобальта в породах самых нижних горизонтов интрузий норильского типа. Это особенно

рельефно подчеркивается фазовым анализом, проведенном нами для количественного определения сульфидной формы нахождения никеля, кобальта, а также меди.

Выщелачивание сульфидной формы нахождения элементов проводилось перекисью водорода в присутствии аскорбиновой кислоты в качестве комплексообразователя и восстановителя (Смирнова, Альмухамедов, 1967; Смирнова и др., 1968). Поскольку в предварительных экспериментах по растворению мономинеральных проб сульфидов в осадок выпадали соли предположительно одновалентных металлов, пробы на заключительной стадии обработки промывались на фильтре концентрированным раствором аммиака, полностью переводящим в раствор выпадающие в осадок соединения.

Применение указанной методики позволило перевести в раствор сульфидные никель, кобальт (и медь), что проверено на примере мономинеральных проб пирротина, халькопирита и пентландита. При этом выщелачивание перекисью водорода сульфидной формы нахождения элементов не приводит к разрушению

Таблица 11. Результаты фазового анализа никеля и кобальта в породах

Интрузии		Падунская		Кайерканская		Аламджаская (западный комплекс)			
		59-6		62-1047		61-102		61-59	
		№ обр.	Элемент	№ обр.	Элемент	№ обр.	Элемент	№ обр.	Элемент
		Ni	Co	Ni	Co	Ni	Co	Ni	Co
Время выщелачивания, час	0	Содержание никеля и кобальта ($n \cdot 10^{-4}$ вес. %)							
	1	80	44	84	28	25	22	38	23
	2	—	—	70	28	—	—	—	—
	4	—	—	78	27	—	—	—	—
	6	—	—	69	25	—	—	—	—
	9	—	—	70	27	—	—	—	—
	10	—	—	—	—	—	—	—	—
	14	—	—	72	25	—	—	—	—
	24	64	38	—	—	17	20	26	19
	38	—	—	70	22	—	—	—	—
		66	33	—	—	17	21	25	20
Содержание «несульфидных» никеля и кобальта*		65	35	71	25	17	20	26	20
% силикатной формы**		81,3	79,6	84,3	89,3	68,0	91,0	68,4	87,0

* Среднее из двух-трех определений на конечных этапах выщелачивания.

** В том числе, связанной в окисных рудных минералах. 59-6 габбро-пегматит; 62-1047 — пойкилоофитовый габбро-долерит; 61-102 — феррогаббро; 61-59 — габбро-долерит, переходный к троктолитовому; 62-655 — диорит-пегматит; 62-667 — пойкилоофитовый габбро-доле-

кristаллической решетки силикатных минералов. Это подтверждено нами рентгеноструктурным анализом мономинеральных проб главных породообразующих минералов до и после многократной обработки их реагентом.

Как видно из данных табл. 11, практически во всех породах Черногорской интрузии оба элемента находятся преимущественно в сульфидной форме. Однако полученные результаты свидетельствуют также и о том, что максимум силикатной формы нахождения кобальта и никеля (до 50% содержания элементов в породе) приходится на наиболее магнезиальные породы — оливиново-биотитовые и пикритовые габбро-долериты (см. рис. 12). Если учесть, что пикритовые долериты характеризуются наибольшей магнезиальностью темноцветных минералов (см. рис. 2) и имеют наиболее высокие содержания оливина, то это наряду с вышесказанным достаточно определенно свидетельствует об изоморфной связи Ni^{2+} и Co^{2+} с Mg^{2+} в темноцветных минералах.

С уменьшением содержания магния в породах, что выражается в увеличении железистости темноцветных минералов и умень-

Черногорская													
62-655		62-667		62-669		62-671		62-672		62-676		62-677	
№ обр.	Элемент	№ обр.	Элемент	№ обр.	Элемент	№ обр.	Элемент	№ обр.	Элемент	№ обр.	Элемент	№ обр.	Элемент
		Содержание никеля и кобальта ($n \cdot 10^{-4}$ вес. %)											
57	18	210	130	260	120	1100	110	1600	180	4600	340	1000	1000
10	13	—	14	200	42	730	100	150	25	73	16	—	45
6	15	—	13	140	38	—	—	140	23	53	15	60	20
6	14	56	17	180	36	630	78	110	20	—	—	60	19
56	12	35	14	140	31	580	58	—	23	37	16	59	15
6	13	25	14	—	—	—	—	93	24	31	17	50	17
—	—	—	—	160	28	480	52	—	—	—	—	—	—
5,6	14	24	15	—	—	—	—	81	22	29	17	59	16
—	—	—	—	140	29	480	58	—	—	—	—	—	—
6	13	24	14	—	—	—	—	80	23	30	16	50	19
6	13	24	14	150	29	480	56	84	23	30	17	53	17
10,5	72,3	11,4	10,8	57,7	24,2	43,6	50,9	5,3	12,8	0,65	5,0	5,3	17,0

рит; 62-669 — пойкилоофитовый габбро-долерит, переходный к троктолитовому; 62-671 — пикритовый габбро-долерит; 62-672 — пикритовый габбро-долерит, переходный к такситовому; 62-676 — такситовый габбро-долерит; 62-677 — контактовый габбро-долерит.

шении роли оливина, количество никеля и кобальта, связанных в силикатной форме, резко снижается. Последнее особенно характерно для такситовых габбро-долеритов, где наряду с наиболее высоким содержанием сульфидов отмечается минимальное количество MgO и темноцветных минералов. В этом случае доля силикатного никеля уменьшается до 0,65%, а кобальта до 5,0% (табл. 11, обр. 62—676).

Полученные результаты согласуются с выводами М. Н. Годлевского (1958, 1959) по интрузиям норильского типа и подтверждают в какой-то мере мнение Е. Н. Елисеева (1959) о преимущественном нахождении никеля и кобальта в базитах в сульфидной форме. Однако полученный вывод имеет частное значение и справедлив лишь только для интрузий с повышенным содержанием сульфидов, т. е. интрузий норильского типа применительно к формации сибирских траппов. В более распространенных интрузиях других типов, по составу близких среднему составу долеритов платформы (в нашем случае Падунская, Кейерканская, Аламджахская и другие интрузии) наблюдается противоположная картина: основная масса никеля и кобальта входит изоморфно в пороодообразующие минералы, а с сульфидами связано 10—30% общего содержания элементов породы (см. табл. 11). Последнее обусловлено тем, что в сравнении с норильским типом перечисленные интрузии имеют резко пониженное содержание сульфидов вследствие более низкой концентрации серы в исходном расплаве (Альмухамедов, Нестеренко, 1969).

Таким образом, изложенные выше данные с учетом исследований Д. А. Додина (1963), согласно которым в базальтах северо-запада платформы никель на 80—90% связан в силикатной форме, позволяют предположить, что для главной массы траппов типична преимущественно изоморфная связь никеля и кобальта в пороодообразующих минералах при подчиненном значении сульфидной формы. Сопоставление форм нахождения никеля и кобальта (см. табл. 11) показывает, что практически во всех исследованных пробах процент силикатного кобальта выше, чем для никеля. Это, по-видимому, свидетельствует о больших халькофильных свойствах никеля по сравнению с кобальтом.

Рассматривая распространенность никеля и кобальта в минералах, следует отметить, что большинство исследователей, начиная с Дж. Фогта (1923), подчеркивают высокие содержания никеля в темноцветных силикатных минералах основных пород (до 0,5% для оливинов), где объясняют его присутствие изоморфизмом с Mg^{2+} . Сравнительно высокие концентрации никеля (до 0,1%) свойственны и окисно-рудным минералам (Генкин и др., 1963; Архипова, Начинкин, 1964; Cornwall, Rose, 1957). Примерно такая же картина, но при более низких содержаниях, характерна и для кобальта.

Лишь немногие авторы выступают против этой распространенной точки зрения. Так, Э. Н. Елисеев (1959), вслед за

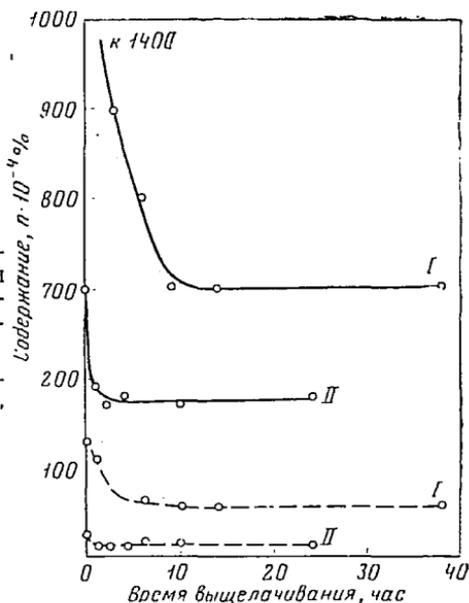


Рис. 13. Примеры кинетики выщелачивания никеля (сплошные линии) и кобальта (пунктирные линии) из силикатных минералов дифференцированных траппов

I — оливин, обр. 62-671, пикритовый габбро-долерит; *II* — моноклинный пироксен, обр. 62-756, такситовый габбро-долерит

А. Е. Ферсманом считает, что присутствие преобладающей части никеля и кобальта в оливинах (и пироксенах) обусловлено наличием в них примесей сульфидных минералов. Это представление не имеет, по-видимому, реальных оснований, что следует, в частности, из данных фазового анализа мономинеральных фракций главных породообразующих минералов траппов, проведенного по методике с применением перекиси водорода (Смирнова и др., 1968). Изучение кинетики выщелачивания элементов из минералов (рис. 13) показывает, что выбранные реагенты приводят к заметному извлечению сульфидных никеля и кобальта уже в первые часы. Дальнейшая обработка проб не приводит, однако, к полному выщелачиванию элементов, что свидетельствует о наличии изоморфной формы их нахождения.

Обобщенные результаты фазового анализа никеля и кобальта в минералах приведены в табл. 12. Особенностью, типичной для всех рассмотренных минералов, является присутствие в них никеля и кобальта не только в силикатной форме, но также и в сульфидной. Последнее может быть объяснено двумя причинами: во-первых, неизбежностью загрязнения сульфидами породообразующих минералов при их выделении (простая механическая примесь), во-вторых, присутствием в составе минералов никель- и кобальтсодержащих сульфидов в виде тонкодисперсной примеси.

Не отрицая полностью действие первого фактора, следует все же подчеркнуть, что существенное его влияние при тщательном отборе фракций вряд ли возможно. Это подтверждается, в частности, неравномерностью количества сульфидной формы находж-

Таблица 12. Результаты фазового анализа никеля и кобальта в минералах

Инtruзия	Падунская						Кайеркапская		Аламджакская (западный комплекс)			
	59-6		59-8		59-10		62-1047		61-102		61-59	
	Ni	Co	Ni	Co	Ni	Co	Ni	Co	Ni	Co	Ni	Co
Оливины												
I	—	—	160,0	190	—	—	300	320	—	320	—	—
II	—	—	600	70	—	—	220	120	—	180	—	—
III	—	—	36,3	37,8	—	—	73,4	37,5	—	53,6	—	—
Моноклинные пироксены												
I	60	32	—	—	200	45	95	28	100	73	170	73
II	30	15	—	—	150	17	64	20	60	45	130	30
III	50,0	46,9	—	—	75,0	37,8	67,3	71,5	60,0	60,3	76,5	41,2
Титаномагнетиты												
I	—	—	—	—	—	—	130	100	74	60	—	—
II	—	—	—	—	—	—	36	43	46	15	—	—
III	—	—	—	—	—	—	27,7	43,0	62,1	25,0	—	—
Ильмениты												
II	—	—	—	—	—	—	58	45	24	25	—	—
Состав оливинов, % Fa	—	—	56	—	—	—	—	62	65	—	—	—
Состав пироксенов, % Fs	26	—	—	—	17	—	—	22	32	19	—	—

Минералы выделены из следующих разновидностей пород: 59-6 — габбро-пегматит; 59-8 — долеритами эндоконтакта подошвы; 62-1047 — пойкилоофитовый габбро-долерит; 62-102 — тит; 62-669 — пойкилоофитовый габбро-долерит; 62-671 — пикритовый габбро-долерит; 62-756 — перекись водорода; III — неизвлекаемая (изоморфная) часть никеля и кобальта (в %).

деления элементов в различных минералах. Так, если исходить из данных табл. 12, то по средним цифрам титаномагнетиты имеют максимум сульфидной формы никеля и кобальта (соответственно, 54,9 и 60,0%), в оливинах эти значения несколько ниже (41,7 и 57,8%) и минимальные в пироксенах (34,8 и 38,8%). При наличии механических примесей сульфидов, учитывая единую методику выделения породообразующих минералов, следовало бы ожидать соизмерности сульфидных никеля и кобальта в минеральных фазах.

Сказанное позволяет предположить преимущественное нахождение выщелачиваемых никеля и кобальта в составе тонко-

дифференцированных траппов ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Черногорская								Среднее значение неизвлекаемых никеля и кобальта, %	
62-655		62-669		62-671		62-756			
Ni	Co	Ni	Co	Ni	Co	Ni	Co		
—	—	540	380	1400	130	—	—	—	—
—	—	400	150	700	56	—	—	—	—
—	—	74,1	39,5	50,0	43,0	—	—	58,3	42,2

Оливины

—	—	540	380	1400	130	—	—	—	—
—	—	400	150	700	56	—	—	—	—
—	—	74,1	39,5	50,0	43,0	—	—	58,3	42,2

Моноклинные пироксены

2,5	28	600	60	740	130	300	25	—	—
1,8	26	320	45	530	100	180	12	—	—
72,0	93,0	53,4	75,0	71,7	77,0	60,0	48,0	65,2	61,2

Титаномагнетиты

52	34	90	82	63	55	—	—	—	—
40	15	40	44	10	19	—	—	—	—
77,0	42,2	44,4	53,7	14,7	34,6	—	—	45,1	40,0

Ильмениты

45	22	90	45	—	—	—	—	—	—
—	—	15	—	14	—	—	—	—	—
36	—	12	—	7	—	17	—	—	—

такситоофитовый габбро-долерит; 56—10 — троктолитовый долерит на границе с микроферрогаббро; 61-59 — габбро-долерит, переходный к троктолитовым; 62-655 — диорит-пегматитовый габбро-долерит; I — исходное содержание; II — содержание после обработки

дисперсной примеси сульфидов, от которых при выделении минералов невозможно избавиться без фазового анализа.

Вместе с тем присутствие сульфидной формы никеля и кобальта в породообразующих минералах может быть в определенной мере обусловлено частичным выходом этих элементов из первично-изоморфной формы их нахождения с образованием микровортексов сульфидов при постмагматических процессах. Принципиально подобная точка зрения не вызывает возражения, и, как показано Л. В. Таусоном (1961) на примере молибдена, свинца и цинка, в ряде случаев может быть оправдана. Учитывая, что более высокие температуры расширяют границы изоморфизма ред-

ких элементов (Таусон, 1961), указанную особенность следует считать, по всей вероятности, неслучайным явлением.

Несмотря на присутствие в минералах значительных количеств сульфидных никеля и кобальта, содержание силикатной их формы в оливинах и пироксенах остается весьма значительной (до $(600-700) \times 10^{-4}\%$ Ni и $(70-150) \times 10^{-4}\%$ Co, см. табл. 12). Причем с увеличением магнезиальности пород концентрация этих элементов в минералах отдельно взятой интрузии (например, Черногорской) возрастает. Последнее особенно хорошо проявляется на примере пироксенов, для которых проведены более детальные исследования. Намечается также зависимость содержания силикатных никеля и кобальта от состава минералов не только в пределах отдельной интрузии, но и при сопоставлении минералов из различных массивов. Так, например, наиболее магнезиальные (наименее железистые) пироксены характеризуются более высокими концентрациями силикатного (изоморфного) никеля по сравнению с менее магнезиальными (табл. 13). Гораздо

Таблица 13. Содержание ($n \times 10^{-4}\%$) изоморфных никеля и кобальта в моноклинных пироксенах траппов в зависимости от их состава

Состав минерала	Ni	Co	Состав минерала	Ni	Co
$Wo_{38}En_{55}Fs_7$	530	100	$Wo_{40}En_{38}Fs_{22}$	64	20
$Wo_{43}En_{45}Fs_{12}$	320	45	$Wo_{43}En_{31}Fs_{26}$	30	15
$Wo_{39}En_{44}Fs_{17}$	180	12	$Wo_{40}En_{23}Fs_{32}$	60	45
$Wo_{36}En_{47}Fs_{17}$	150	17	$Wo_{41}En_{23}Fs_{36}$	2	26
$Wo_{41}En_{40}Fs_{19}$	130	30			

слабее эта зависимость выражена для кобальта. Тем не менее пироксены из пикритов Черногорской интрузии (Fs_7) содержат наибольшие концентрации кобальта ($100 \times 10^{-4}\%$) по сравнению с другими исследованными минералами (см. табл. 13).

Проявляющаяся зависимость содержания никеля и кобальта от состава минералов, главным образом от содержания в них магния, как и результаты фазового анализа пород, изложенные выше, подтверждают мнение о преимущественной связи этих элементов в силикатах с магнием.

Переходя к анализу распределения Ni и Co по минералам габбро-долеритов (табл. 14), следует подчеркнуть прежде всего, что основная масса неизвлекаемой формы нахождения элементов (остаток после вычета сульфидной их формы) концентрируется в силикатных пороодообразующих минералах — оливинах и моноклинных пироксенах: на их долю приходится 62—90% этой формы.

С окисно-рудными минералами — титаномagnetитом и ильменитом — связано незначительное количество элементов, практи-

Таблица 14. Распределение «несульфидной» формы нахождения никеля и кобальта ($n \cdot 10^{-4}\%$) по минералам дифференцированных траппов

Минерал	Содержание минерала, вес. %	Содержание в минерале		Колич., приходящееся на минерал (от суммарного содержания в породе)		Доля, приходящаяся на минерал, %		Доля, приходящаяся на силикатные минералы, %		Содержание в породе	
		Ni	Co	Ni	Co	Ni	Co	Ni	Co	Ni	Co
I. Диорит-пегматит, Черногорская интрузия, обр. 62-655											
Оливин	Ед. крист.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Моноклинный пироксен	45,94	20	26	1	122	16,7	92,3	—	—	—	—
Титаномагнетит	6,88	40	16	3	1,1	50,0	7,7	—	—	—	—
Ильменит	1,33	45	22	0,5	0,3	8,3	2,3	—	—	—	—
Сумма	—	—	—	4,5	13,4	75,0	102,3	16,7	92,3	6	13
II. Оливино-биотитовый, пайкклофитовый габбро-долерит, Черногорская интрузия, обр. 62-699											
Оливин	7,88	440	150	34,6	11,8	23,1	40,6	—	—	—	—
Моноклинный пироксен	30,11	320	45	96,3	13,5	64,1	46,6	—	—	—	—
Титаномагнетит	2,45	40	44	1,0	1,1	0,7	3,9	—	—	—	—
Ильменит	1,45	90	45	1,3	0,6	0,9	2,1	—	—	—	—
Сумма	—	—	—	133,2	27,0	88,8	93,2	87,2	87,2	150	29

Таблица 14 (окончание)

Минерал	Содержание минерала, вес. %	Содержание в минерале		Колич., приходящееся на минерал (от суммарного содержания в породе)		Доля, приходящаяся на минерал, %		Доля, приходящаяся на силикатные минералы, %		Содержание в породе	
		Ni	Co	Ni	Co	Ni	Co	Ni	Co	Ni	Co
III. Пикритовый габбро-долерит, Черногорская интрузия, обр. 62-671											
Оливин	41,37	700	56	290	232	60,5	41,5	—	—	—	—
Моноклинный пироксен*	23,38	530	100	125	23,4	26,1	41,8	—	—	—	—
Титаномагнетит	3,86	10	19	0,4	0,7	0,8	1,2	—	—	—	—
Ильменит	0,13	Не опр.	Не опр.	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	—	—	—	415,4	47,3	87,4	84,5	86,6	83,3	480	56
IV. Пойкилоофитовый габбро-долерит, Кайерканская интрузия, обр. 62-1047											
Оливин	10,79	220	120	24	13	33,8	52,0	—	—	—	—
Моноклинный пироксен	30,70	64	20	20	6,1	28,2	24,4	—	—	—	—
Титаномагнетит	3,12	36	43	1,1	1,4	1,5	5,6	—	—	—	—
Ильменит	2,54	58	45	1,5	1,1	2,1	4,4	—	—	—	—
Сумма	—	—	—	46,6	21,6	66,5	84,4	62,0	76,4	71	25

* Присутствует незначительная примесь ромбического пироксена.

чески не превышающее 10% «несульфидной» их формы (см. табл. 14). Поэтому достаточно обоснованно можно заключить, что в дифференцированных траппах никель и кобальт находится главным образом в двух формах — сульфидной и силикатной, и лишь при высоком содержании рудных минералов окисного ряда и при отсутствии или незначительном количестве оливина (железистые разновидности пород) никель и кобальт могут быть в существенном количестве связаны с титаномagnetитом и ильменитом. Это подтверждается на примере никеля из пробы 62-655 (диорит-пегматит), в которой до 50% несульфидной формы нахождения элемента связано с титаномagnetитом. По-видимому, никель и кобальт помимо сульфидной и силикатной форм присутствуют в породах и в виде ферритов, например треворита ($NiFe_2O_4$), образующих с окисно-рудными минералами твердые растворы.

Приведенные данные по особенностям распределения никеля и кобальта в породах дифференцированных траппов и анализ их форм нахождения в минералах позволяют следующим образом интерпретировать их геохимическую историю в процессах дифференциации магмы *in situ*.

При низком потенциале серы в интрузирующем расплаве никель и кобальт, более интенсивно входя в ранние, наиболее магнезиальные фемические минералы, способные перемещаться в гравитационном поле, обогащают нижние горизонты интрузий. В этом случае оба элемента находятся преимущественно в силикатной форме и резкого их концентрирования не наблюдается (Альмухамедов, 1969).

При достаточно большом потенциале серы и условиях глубокой дифференциации (интрузии норильского типа) никель и кобальт связываются в сульфидной жидкости, капли которой концентрируются в приподошвенных участках магматической камеры. Вслед за ликвацией начинается фракционирование расплава с выделением в ранние стадии магнезиальных оливинов, также обогащенных никелем и кобальтом, которые формируют горизонт пикритовых габбро-долеритов, залегающих выше пород с сульфидной вкрапленностью. Однако ликвация и гравитация сульфидной жидкости продолжается и в течение гравитационной аккумуляции силикатных фаз. Поэтому в пикритах отмечается значительное количество и сульфидов.

Таким образом, уже на ранних этапах дифференциации расплава большая часть никеля и кобальта связывается в минеральных фазах: либо в сульфидной жидкости вследствие высокой активности серы в исходном расплаве, либо в высокотемпературных фемических минералах. Гравитационные процессы определяют их концентрирование в приподошвенной части массива.

Такой механизм перераспределения никеля и кобальта приводит к обеднению ими остаточных расплавов, что выражается

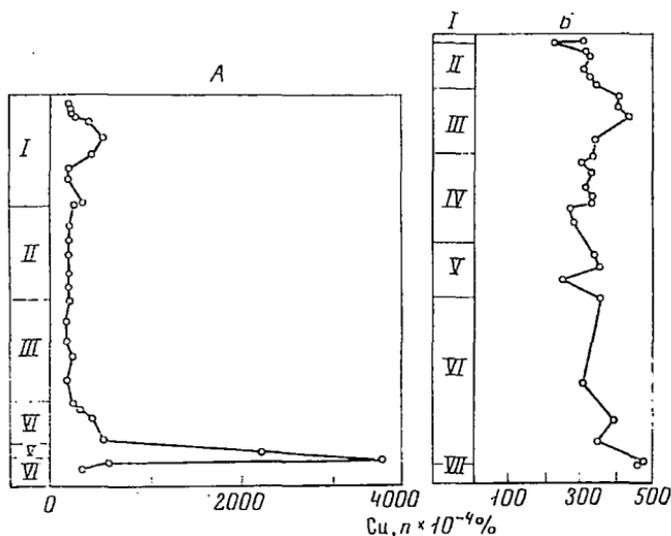


Рис. 14. Распределение меди в вертикальных разрезах дифференцированных интрузий

А — Черногорская интрузия; Б — Кайерканская интрузия. Римскими цифрами обозначены горизонты пород в соответствии с рис. 2, 5

в конечном итоге в минимальных концентрациях элементов в продуктах поздних этапов дифференциации интрузий (феррогаббро, габбро-пегматиты, габбро-диориты, гранофиры).

МЕДЬ

Среднее содержание меди в недифференцированных габбро-долеритах равно $110 \times 10^{-4} \%$, что отвечает содержанию элемента в основных породах, по А. П. Виноградову (1962); в базальтах оно отчетливо ниже — $43 \times 10^{-4} \%$.

Характерной особенностью траппов является значительная дисперсия содержания меди как в интрузивных, так и эффузивных породах. В габбро-долеритах максимальные количества элемента превышают минимальные в 5 раз, в базальтах — в 14 раз. Это указывает на значительное перераспределение меди на магматической стадии в процессе докамерной эволюции расплава.

Камерная дифференциация толейтовой магмы приводит к дальнейшему перераспределению меди (Смирнова, Альмухамедов, 1967). Во всех изученных интрузиях максимальные концентрации элемента свойственны двум горизонтам: один из максимумов приходится на наиболее высокотемпературные магнезиальные породы подошвы — пикритовые и троктолитовые габбро-долериты, другой — на обогащенные железом породы поздних этапов кристаллизации — габбро-пегматиты, феррогаббро и др. (табл. 10, рис. 14).

В зависимости от принадлежности массивов к определенному типу соотношение максимумов различно. Если для норильских интрузий содержание меди в магнезиальных породах нижних горизонтов намного выше концентрации элемента в разновидностях пород, обогащенных железом (см. рис. 14, А), то в массивах аламджахского типа наблюдается обратное соотношение. Интрузии ангарского типа вследствие слабой дифференциации характеризуются соизмеримыми максимумами концентраций меди в наиболее железистых и наиболее магнезиальных породах, но иногда, как и в массивах аламджахского типа, наиболее высокая концентрация элемента достигается в габбро-пегматитах.

Распределение меди в интрузиях хорошо согласуется с распределением серы и сульфидных минералов (Смирнова, Альмухамедов, 1967). Эта корреляционная зависимость, широко проявляющаяся в изверженных породах, позволила ранее Э. Б. Санделлу и С. С. Голдичу (1952) высказать предположение о преимущественном нахождении меди и в сульфидной форме. Вместе с тем в стратифицированных массивах, в том числе и в изученных дифференцированных траппах, наблюдается прямая зависимость содержания меди, с одной стороны, от содержания в породе закисного железа (верхний максимум), с другой — магния (нижний максимум). Эта особенность интерпретируется некоторыми исследователями (Wager, Mitchell, 1951; Grouf, 1910; Синицин, 1965 и др.), как доказательство изоморфизма меди с упомянутыми петрогенными элементами в соответствующих фемических минералах.

Существующие до настоящего времени противоречия о связи исследуемого элемента в кристаллических фазах, а также затруднения, возникающие при исследовании форм нахождения меди непосредственно по результатам анализов породообразующих минералов¹, побудила нас обратиться к фазовому анализу, методика которого в кратком виде описана выше.

Результаты фазового анализа пород с различным исходным содержанием меди показывают, что основная ее часть переходит в раствор уже после первой обработки перекисью водорода (табл. 15). Однако последующее многократное выщелачивание не приводит к полному извлечению меди из породы. Во всех случаях остается некоторый уровень концентраций $(2,7-7,7) \times 10^{-4}\%$, который превосходит порог чувствительности применяемого метода анализа (рис. 15). Это показывает, что какая-то в общем случае незначительная часть элемента связана в породе в более прочной, не сульфидной форме.

Фазовый анализ минералов (табл. 16) показал, что из главных породообразующих силикатных минералов — оливинов,

¹ Поскольку температура кристаллизации сульфидов из сульфидного расплава составляет 450—600°С (Годлевский, 1959), загрязнение породообразующих минералов микроворстками сульфидов неизбежно.

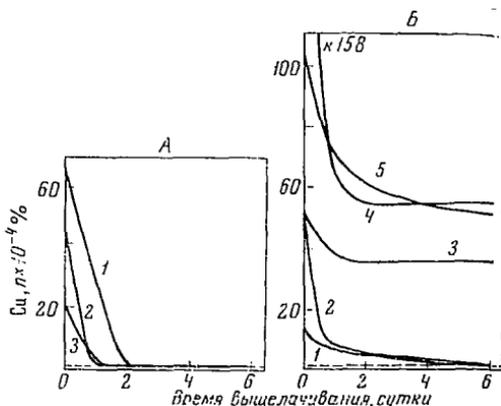
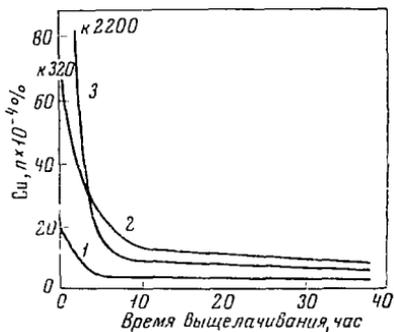


Рис. 15. Кинетика выщелачивания меди из пород дифференцированных траппов

1 — пойкилоофитовый оливин-биотитовый габбро-долерит (обр. 62-667); 2 — пикритовый габбро-долерит (обр. 62-672); 3 — такситовый габбро-долерит (обр. 62-676)

Рис. 16. Кинетика выщелачивания меди из минералов дифференцированных траппов

А — фермические минералы: 1, 2 — оливины, обр. 62-671 и 59-8, соответственно, 3 — моноклинный пироксен, обр. 59-6, Б — плагиоклазы: 1 — обр. 62-1047, 2 — обр. 62-671; титаномагнетиты: 3 — обр. 62-671, 4 — обр. 62-669, 5 — обр. 62-655. Пунктиром показан уровень чувствительности метода анализа

моноклинных пироксенов и плагиоклазов уже после первого выщелачивания медь извлекается практически нацело (рис. 16) и при дальнейшей обработке проб перекисью водорода концентрация элемента остается близкой к уровню чувствительности метода. Это свидетельствует против представлений Рида (Reed, 1936), Уэйджера и Митчелла (Wager, Mitchell, 1951), а также А. В. Синицина (1965) и др., допускающих изоморфизм меди с Mg^{2+} , Fe^{2+} и Na^{+} в силикатных минералах основных пород.

Вместе с тем для окисно-рудных минералов — титаномагнетитов и ильменитов — выщелачивание перекисью водорода не приводит к полному извлечению меди. Для них остаточные концентрации элементов значительно превосходят уровень чувствительности метода ($1 \times 10^{-4}\%$) и составляют для титаномагнетитов $(36-57) \times 10^{-4}\%$ и для ильменитов $(21-28) \times 10^{-4}\%$. Это позволяет сделать вывод, что отмеченный выше факт неполного извлечения меди из пород при действии на них перекисью водорода объясняется присутствием элемента в траппах не только в сульфидной форме, но также, возможно, в виде ферритов меди, в незначительных количествах растворенных в окисно-рудных минералах.

Подтверждением этому служат расчеты по определению доли меди, приходящейся на титаномагнетит и ильменит с учетом их

Таблица 15. Результаты фазового анализа меди в породах Черногорской интрузии ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Время выщелачивания, час	62-655	62-667	62-669	62-671	62-672	62-676	62-677
0	270	20	45	180	320	2100	350
1	20	16	30	100	50	—	18
2	19	12	25	54	42	—	18
4	14	5	10	30	—	22	18
6	12	4,2	9	28	22	12	18
9	12	4,2	—	—	13	9	15
10	—	—	8	16	—	—	—
14	10	3,8	—	—	13	8	8,3
24	—	—	5	3	—	—	—
38	5	2,7	—	—	7,7	6	6,3
% выщелоченной меди	98,20	86,50	88,83	98,33	97,58	99,73	98,20

62-655 — диорит-пегматит; 62-667 — оливково-биотитовый габбро-долерит; 62-669 — то же; 62-671 — пикритовый габбро-долерит; 62-672 — то же; 62-676 — такситовый габбро-долерит; 62-677 — такситовый габбро-долерит.

распространенности в породах (табл. 17). Так, для диорит-пегматита (обр. 62-655) неизвлекаемая часть меди составляет $5 \times 10^{-4}\%$, что соответствует доле меди, приходящейся на окисные рудные минералы — $4 \times 10^{-4}\%$. В пикритовых долеритах эти соотношения соответствуют значениям $1,5 \times 10^{-4}$ и $3 \times 10^{-4}\%$. Отдавая предпочтение связи неизвлекаемой из пород части меди с окисными рудными минералами, мы не отрицаем возможности присутствия элемента, также в других труднорастворимых соединениях, таких, например, как вторичный куприт (Феоктистов, 1965). Однако значение таких соединений имеет, по-видимому, резко подчиненное значение.

В свете приведенных фактов, показывающих существование в породах преимущественно сульфидной формы меди и отсутствие для нее изоморфизма с главными петрогенными элементами в силикатных минералах, связь меди как с магнезиальными породами зоны подошвы интрузий (нижний максимум), так и с верхними горизонтами, обогащенными железом (верхний максимум) следует рассматривать в качестве парагенетической.

Накопление меди в зоне подошвы интрузий, так же как и для никеля с кобальтом, определяется гравитационной отсадкой отлквирававшего сульфидного расплава. Причем ликвация медьсодержащего сульфидного расплава может несколько опережать фракционирование и аккумуляцию ранних темноцветных минералов. На это указывает, в частности, факт смещения максимума меди по отношению к магнезиальным породам зоны подошвы

Таблица 16. Результаты фазового анализа меди в минералах дифференцированных траппов ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Минерал	№ обр.	Оливин	Моноклиный пироксен		Плагиоклаз			Титаномагнетит			Ильменит		
		62-671	59-8	59-6	62-671	62-1047	59-6	62-671	62-669	62-655	62-671	62-669	62-655
Время выщелачивания, сутки	0	66,0	22,0	45,0	56,0	14,0	15,0	53,0	158,0	105,0	—	—	—
	1	2,8	2,0	1,0	8,0	6,5	7,8	—	—	—	—	—	—
	2	1,0	1,0	Сл.	5,0	6,0	5,8	—	—	—	—	—	—
	3	Сл.	Сл.	»	3,0	4,0	3,2	35,0	53,0	55,0	—	—	—
	4	»	»	»	2,0	2,5	2,0	—	—	—	—	—	—
	5	»	»	»	1,6	2,0	1,8	—	—	—	—	—	—
	6	»	»	»	Сл.	Сл.	Сл.	36,0	57,0	51,0	28,0	23,0	21,0

Минералы выделены из пород: 62-671 — пикритовый габбро-долерит (Черногорская интрузия); 59-8 — такситофитовый габбро-долерит; 59-6 — габбро-пегматит (Падунская интрузия); 62-1047 — пойкилоофи-

товый габбро-долерит (Кайерканская интрузия); 62-669 — пойкилоофитовый, оливин-биотитовый габбро-долерит; 62-655 — днорит-пегматит (Черногорская интрузия).

Таблица 17. Распределение меди в окисно-рудных минералах ($n \times 10^{-4}$ вес. %)

Минерал	Вес. % минерала	Исходное содержание меди в породе	Содержание меди в породе после выщелачивания	Содержание меди в минерале после выщелачивания	% меди, приходящийся на минерал
I. Диорит-пегматит, Черногорская интрузия, обр. 62-655					
Титаномагнетит	6,88	—	—	53	3,7
Ильменит	1,33	—	—	21	0,3
Порода	—	270	5,0	—	4,0
II. Пикритовый габбро-долерит, Черногорская интрузия, обр. 62-671					
Титаномагнетит	3,86	—	—	36	1,4
Ильменит	0,13	—	—	28	0,1
Порода	—	180	3,0	—	1,5

в Черногорской интрузии, где наиболее высокие концентрации элемента приходятся не на пикритовые долериты, а отмечаются несколько ниже — в такситовых и контактовых габбро-долеритах (см. рис. 14, А). При этом следует подчеркнуть, что в большинстве исследованных дифференцированных массивов от участков с максимальным содержанием элемента в направлении эндоконтакта подошвы наблюдается закономерное уменьшение содержания меди. Это, по-видимому, ставит под сомнение взгляды сторонников гидротермальной гипотезы (Елисеев, 1958; Золотухин, 1964), которые объясняют образование рудных горизонтов в зоне подошвы интрузий, исходя из представлений о воздействии постмагматических растворов на контактовые зоны.

Появление максимума меди в верхних горизонтах интрузий — в породах, обогащенных железом, где отмечаются повышенные концентрации летучих, свидетельствует о том, что медь не только ликвидует с сульфидными расплавами, но также остается в силикатном расплаве в виде подвижных летучих соединений, обогащая поздние и конечные продукты дифференциации магмы (феррогаббро, габбро-пегматиты, долерит-пегматиты).

Возможность такого процесса подкрепляется исследованиями К. Б. Краускофа (1960), который показал, что при температуре 600° и давлении 1000 атм давление паров сульфида и хлорида одновалентной меди может достигать, соответственно, $10^{-5,66}$ и $10^{-2,6} \text{ атм}$. Эти значения превосходят величину $n \times 10^{-7} \text{ атм}$, которую К. Б. Краускоф считает критической применительно к возможности переноса и отложения металлов из магматического пара. H_2S и SO_2 являются обычными компонентами летучей фазы,

расплава, поэтому представление о кристаллизации сульфидов меди на поздних стадиях становления интрузий представляется логичным.

Таким образом, двойственный характер поведения меди в процессах формирования дифференцированных траппов может быть обязан одновременному действию двух процессов. С одной стороны, медь, обладая большим родством к сере, на ранних этапах эволюции внедрившегося расплава связывается в ликвирующей сульфидной жидкости, которая в гравитационном поле опускается на «дно» магматической камеры. С другой стороны, часть меди, находясь в виде легкоподвижных соединений, обогащает остаточные порции расплава, давая второй максимум в породах поздних или заключительных этапов кристаллизации.

Преобладание того или иного процесса обуславливает соотношение максимумов в интрузиях различного типа. Если для интрузий норильского типа, для которых свойственно широкое проявление ликвации и гравитации, характерно резкое преобладание максимума меди в породах нижних горизонтов над максимумом в железистых породах, то для аламджакского типа, где ликвации и гравитации проявлены несравненно слабее, типичен более «высокий» максимум меди в железистых породах.

СЕРЕБРО

Серебро является одним из элементов, наиболее слабо изученных в изверженных горных породах. Имеющиеся литературные данные по серебру в основных породах, включая наши определения в траппах (Нестеренко и др., 1969) сведена в табл. 18.

Таблица 18. Содержание серебра в основных породах по данным различных авторов ($n \times 10^{-4}\%$)

Порода	Число проб	Ag	Автор
Габбро	1	0,030	Goldschmidt (1954)
»	5	0,110	
Диабаз	5	0,120	Hamaguchi, Kuroda (1959)
Базальт	8	0,100	
Среднее для основных пород Японии	18	0,110	Hamaguchi, Kuroda (1959)
Оливиновое габбро	1	0,040	Morris, Killick (1960)
Диабаз W-1	1	0,060	Fleischer, Stevens (1962)
Габбро-долерит	10	0,042	Нестеренко и др. (1969)
Базальт	6	0,028	
Среднее для траппов Сибирской платформы	16	0,037	Нестеренко и др. (1969)

Поскольку наши значения, а также данные Мориса и Киллика привязаны к стандарту W-1 (Fleischer, Stevens, 1962) и совпадают с ним по абсолютному значению и, кроме того, идентичны последним определениям Гольдшмидта, можно думать, что среднее содержание серебра в основных породах соответствует (или близко) значению $0,037 \times 10^{-4} \%$, характерному для траппов Сибирской платформы. Из этого следует, что результаты Хамагучи и Куроды, которые в 3 раза выше указанного значения, либо несколько завышены, либо отражают специфику формирования изверженных пород в областях развития современного вулканизма.

В процессе дифференциации поведение серебра (см. табл. 10) во многом аналогично поведению меди. В сильно дифференцированной рудоносной Черногорской интрузии максимальные содержания элемента приурочены к такситовым и в меньшей степени пикритовым габбро-долеритам подошвы. В направлении к средним по составу породам зоны кровли содержание серебра последовательно снижается, показывая минимальные значения в габбро-долеритах.

Низкие концентрации серебра в наиболее кислых дифференциатах траппов являются характерной чертой и других дифференцированных интрузий платформы. Например, среднее содержание элемента по габбро-диоритам интрузий горы Черной, Норильск-I и гранофирам Аламджахской интрузии $0,007 \times 10^{-4} \%$, не поднимаясь выше значений $0,013 \times 10^{-4} \%$ (см. табл. 10). Таким образом, обеднение серебром средних и кислых пород, отмеченное ранее Хамагучи и Курода, прослеживается и на примере дифференцированных траппов Сибирской платформы.

Стройность этой картины в Черногорской интрузии несколько нарушается для самых последних продуктов дифференциации расплава (диорит-пегматиты). Здесь отмечается небольшое, но отчетливое увеличение содержания серебра ($0,018 \times 10^{-4} \%$) в сравнении с вмещающими габбро-диоритами ($0,004—0,008 \times 10^{-4} \%$), а также нижележащими габбро-долеритами со спорадическим оливином ($0,005—0,010 \times 10^{-4} \%$).

Отмеченная закономерность поведения серебра в процессе камерной дифференциации типична и для Кайерканской интрузии с той лишь разницей, что здесь в отличие от интрузии горы Черной максимальные концентрации элемента приходятся на породы заключительного этапа дифференциации габбро-пегматиты — $0,054 \times 10^{-4} \%$ Ag. Второй максимум содержания серебра, происходящий на породы зоны подошвы, имеет подчиненное значение ($0,030 \times 10^{-4} \%$).

Такая специфика распределения серебра свидетельствует о сложном его поведении в процессе дифференциации. Оно концентрируется в придонных частях интрузий на начальных стадиях дифференциации, но вместе с тем, остается в расплаве и накапливается также в конечных продуктах дифференциации расплава.

Это объясняется, по-видимому, резко выраженными халькофильными свойствами элемента (Goldschmidt, 1954; Rankama, Sahama, 1949), на что указывает сходство в распределении по вертикальному разрезу интрузий серебра и сульфидов (максимальные или повышенные содержания сульфидов в начальных и конечных продуктах дифференциации), а также данные распределения элемента по минералам.

Например, в силикатные и окисные минералы пикритовых габбро-долеритов входит всего 10% от общего содержания элемента в породе (табл. 19). Остальное количество серебра (90% или $0,162 \times 10^{-4}\%$ Ag) может приходиться только на сульфиды. Если исходить из 1% содержания сульфидов в породе (значение, близкое к реальному), то содержание в них серебра будет составлять $16,2 \times 10^{-4}\%$.

Таблица 19. Серебро в минералах габбро-долеритов ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Минерал	Содержание минерала, вес. %	Содержание в минерале	Колич., приходящееся на минерал	Доля, приходящаяся на минерал, %	Содержание в породе
Пикритовый долерит, Черногорская интрузия, обр. 62-671					
Оливин	41,37	0,016	0,0066	3,7	—
Пироксен	23,38	0,005	0,0012	0,6	—
Плагиоклаз	19,83	0,013	0,0026	1,4	—
Титаномагнетит	3,86	0,160	0,0062	3,5	—
Сумма	—	—	0,0166	9,2	0,180
Габбро-пегматит, Кайерканская интрузия, обр. 62-1031					
Плагиоклаз	33,80	0,002	0,0007	1,3	—
Сумма	—	—	—	—	0,054

Присутствие серебра в породообразующих минералах трудно объяснить с позиций изоморфизма. Замещение серебром (r_i — 1,13 Å) железа (r_i — 0,83) и магния (r_i — 0,78) в оливине и пироксене вряд ли возможно, учитывая большое различие в радиусах ионов. Изоморфизм с калием (r_i — 1,33 Å), который допускается Аренсом (Arens, 1953) и Рингвудом (Ringwood, 1955), вероятно, не имеет места. Это следует из определения серебра в плагиоклазе габбро-пегматитов Кайерканской интрузии, где отмечается только $0,002 \times 10^{-4}\%$ Ag. Кроме того, эти данные не подтверждают предположения А. Е. Рингвуда о концентрировании серебра в поздних дифференциатах магматического распла-

за, как элемента, изоморфно связанного с калием. Габбро-пегматиты Кайерканской интрузии являются именно такими конечными продуктами дифференциации и при справедливости предположения А. Е. Рингвуда плагиоклаз этих пород должен быть заметно обогащен серебром.

Таким образом, можно думать, что серебро, присутствующее в оливинах, пироксенах и плагиоклазах, является результатом загрязнения этих минералов сульфидами. Такое предположение тем более вероятно, что содержание элемента в сульфидной фазе высокое и поэтому даже незначительное присутствие последней в силикатах (примазка, эмульсионная вкрапленность) приведет к заметным концентрациям серебра в оливинах, пироксенах и плагиоклазах. Например, если исходить из средней концентрации серебра в сульфидной фазе $16,2 \times 10^{-4} \%$, то для получения $0,016 \times 10^{-4} \%$ Ag в оливине достаточно загрязнения минерала сульфидами в размере 0,1%. Это лишний раз указывает на сложность изучения халькофильных элементов с очень низкими кларковыми содержаниями в минералах изверженных пород.

Присутствие серебра в титаномагнетитах, возможно, объясняется, подобно меди, никелю и кобальту, образованием ферритов серебра. Такое предположение вероятно, особенно если учесть, что помимо халькофильных для элемента характерны также и сидерофильные свойства (Goldschmidt, 1954). Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что и в этом случае достаточно загрязнения сульфидной фазой в размере 1%, чтобы получить содержание серебра в титаномагнетите $0,16 \times 10^{-4} \%$.

В сульфидных обособлениях серебро почти нацело связано с минералами меди, главным образом халькопиритом и таллахитом (Namatguchi, Kuroda, 1959; Годлевский и др., 1970), где оно при высоких содержаниях выделяется в виде собственных минеральных фаз. Например, в сульфидных рудах Талнахского месторождения М. Н. Годлевским и др. (1970) обнаружены электрум (30—40% Ag + 50—60% Au), кюстелит (70—80% Ag + 20—25% Au) и серебристое самородное золото.

Таким образом, рассмотренный материал свидетельствует о присутствии серебра в изверженных основных породах в сульфидной и самородной формах при резко подчиненном значении связи элемента в окисных рудных минералах.

ЗОЛОТО

В траппах Сибирской платформы геохимия золота детально изучена на примере Талнахской интрузии (норильский тип) и в меньшей степени на примере Анакитского массива — аламджакский тип (Годлевский и др., 1970; Разин, Боришанский, 1970; Щербаков, 1967).

Как видно из данных табл. 20, для норильского типа интрузий характерно распределение золота, типичное для меди, серебра

Таблица 20. Содержание золота в породах
Талнахской интрузии (по Годлевскому
и др., 1970)

Разновидности пород	Число определений	Au, $\mu \times 10^{-4}\%$
Гибридные породы верхнего контакта (контаминированные)	3	0,012
Лейкократовые габбро-долериты	3	0,049
Безоливиновые габбро-долериты	3	0,037
Оливиновые габбро-долериты	8	0,044
Пикритовые габбро-долериты	17	0,128
Троктолитовые габбро-долериты	8	0,133
Такситовые габбро-долериты	31	0,179
Нижние контактовые габбро-долериты (зона закалки)	5	0,440

и серы. Элемент дает по вертикальному разрезу два максимума содержания — в зоне подошвы, где концентрация золота достигает $0,440 \times 10^{-4}\%$, а также в породах верхних горизонтов (безоливиновые габбро-долериты — $0,067 \times 10^{-4}\%$, рис. 17).

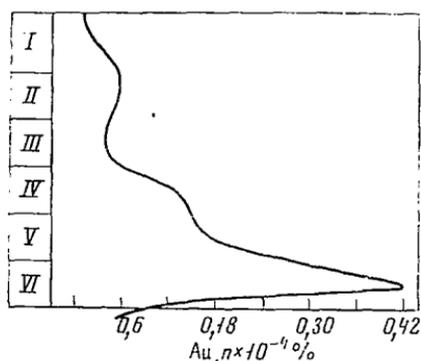


Рис. 17. Распределение золота в породах юго-западной части Талнахской интрузии (по Годлевскому и др., 1970)

I — лейкократовые габбро-долериты; *II* — безоливиновые габбро-долериты; *III* — оливиновые габбро-долериты; *IV* — пикритовые габбро-долериты; *V* — такситовые габбро-долериты; *VI* — контактовые габбро-долериты

Элемент присутствует в породах как в виде изоморфной примеси, так и в форме собственных минералов, причем и та и другая формы практически целиком связаны с минералами меди. Главной формой нахождения золота является собственно минеральная фаза (59—91%), представленная серебристым самородным золотом (60—75% Au), электрумом, кюстелитом и золотым *x*-минералом (67% Au + 13% Ag + 9% Cu + 10% (Pd + Rh + Pt)). Изоморфное золото по данным мономинеральных балансов составляет 8—41%, причем на 85—90% оно связано (как и самородное) с халькопиритом и талнахитом. Незначительное количество элемента, обнаруженное в нерудной фазе, по-видимому, объясняется присутствием здесь тонких включений золотосодер-

жащих сульфидов, как это ранее было отмечено для меди (Смирнова, Альмухамедов, 1967).

Отмеченная выше особенность распределения золота с образованием в интрузиях двух максимумов содержания, его тесная связь с медью и серебром в минеральных фазах указывает на резко халькофильные свойства элемента в основных породах. Это предопределяет специфику поведения золота в процессе камерной дифференциации магмы.

Концентрация элемента в зоне подошвы интрузии объясняется ликвацией сульфидного расплава с максимальным обогащением золотом медных руд, особенно пентландит-халькопиритовых и пентландит-талнахитовых. Второй максимум золота в верхних горизонтах интрузии, четко согласующийся с увеличением здесь же содержания меди, указывает на присутствие элемента в легкоподвижной (флюидной) фазе, что способствует его накоплению в поздних продуктах дифференциации.

Для Анакитского массива (аламджахский тип) характерны более низкие содержания золота $[(0,004—0,017) \times 10^{-4}\%$, табл. 10] в сравнении с рассмотренным Талнахским и значительно меньшие колебания его концентраций в вертикальном разрезе. Это затушевывает специфические черты геохимии золота, устанавливаемые на примере Талнахской интрузии. Тем не менее наблюдается увеличение концентрации элемента в оливиновых габбро-долеритах и меньшей степени в феррогаббро. В конечных продуктах дифференциации (гранофиры) содержание золота минимальное. В то же время, анализ данных Винцента и Крокета (Vincent, Crocket, 1960) по однотипной Скергардской интрузии показывает, что максимальная концентрация элемента по средним содержаниям в типах пород приурочена к феррогаббро. Подобный характер распределения золота отражает, по-видимому, тенденцию, связанную с его накоплением в поздних продуктах дифференциации расплава, что является типичным и для интрузий норильского типа. Этот вывод подчеркивается спецификой распределения золота по минеральным фракциям отдельных пород Скергарда Винцентом и Крокетом (Vincent, Crocket, 1960) показано, что при отсутствии в породах видимых сульфидов все золото связано с породообразующими минералами, в которых уровень содержания элемента находится в сравнительно узких пределах $[(0,0014—0,0041) \times 10^{-4}\%]$. Максимальные содержания $(0,0041 \times 10^{-4}\%)$ отмечаются в титаномагнетитах гортонолитового феррогаббро.

При этих значениях в минералах, содержание золота в породах находится на уровне $0,0046 \times 10^{-4}\%$, что соответствует концентрации элемента в исходном расплаве. Аномально высокие для Скергардской интрузии содержания золота в феррогаббро — $0,011 \times 10^{-4}$ и $0,028 \times 10^{-4}\%$ определяются присутствием халькопирита, концентрация металла в котором равна $6 \times 10^{-4}\%$, т. е. в 2000 раз больше, чем в породообразующих минералах. Харак-

терно, что как и в Талнахской интрузии, присутствие здесь пирита и пирротина не приводит к заметному увеличению содержания элемента в породах.

Таким образом, и в данном случае избирательная связь золота с халькопиритом и аналогичный характер его распределения с медью свидетельствует об отчетливо халькофильных свойствах золота в основных породах и указывает на тесную геохимическую связь этих двух элементов в интрузивном процессе. По-видимому, эта связь продолжается и в рудном процессе, что подчеркивается высоким содержанием золота (и серебра) в черновой меди при металлургическом переделе руд различных месторождений (Щербина, 1956).

Тесная геохимическая связь указанных элементов, подтверждающаяся на трех примерах, позволяет считать, что в процессе становления трапповых интрузий, как несущих, так и не несущих сульфидное оруденение, золото, следуя за медью, обогащает как магнезиальные породы ранней кристаллизации расплава, расположенные в зоне подошвы интрузий, так и породы поздних и заключительных этапов кристаллизации с повышенным содержанием железа (феррогаббро, габбро-пегматиты).

Это в свою очередь позволяет объяснить прямую положительную корреляцию золота не только с медью, но также с магнием и железом, установленную Ю. Г. Щербаковым (1967) для основных — ультраосновных пород. Она объясняется (по крайней мере для камерной дифференциации магмы) не изоморфизмом магния с золотом и не сидерофильными свойствами последнего, а спецификой процесса, в котором медь, золото, серебро в сульфидной форме обогащают вместе с отликвировавшим сульфидным расплавом магнезиальные породы зоны подошвы и, кроме того, частично оставаясь в расплаве, концентрируются в поздних и конечных продуктах дифференциации магмы.

ЦИНК

Содержание цинка в долеритах платформы колеблется в пределах $(54—140) \times 10^{-4}\%$ (см. табл. 9), что близко к данным А. П. Виноградова (1962) для основных пород — $130 \times 10^{-4}\%$.

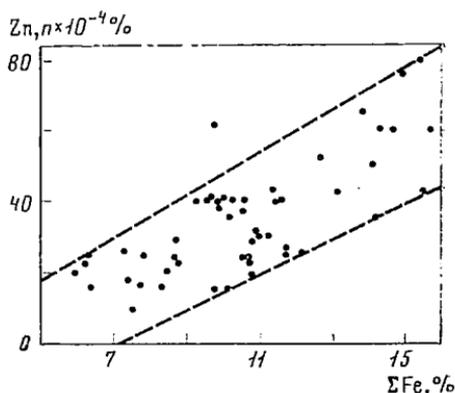
В процессе докамерного этапа дифференциации цинк перераспределяется незначительно. Вместе с тем в более железистых расплавах его содержание несколько выше. Это отчетливо видно на примере базальтов Пермского вулканического цикла Норильского района, где в ивакинской свите (коэффициент железистости 67,20; см. табл. 46), концентрация цинка равна $120 \times 10^{-4}\%$, в то время как в других свитах, характеризующихся меньшей железистостью, она не поднимается выше $80 \times 10^{-4}\%$.

Для дифференцированных траппов также не отмечается резких колебаний средних содержаний элемента (см. табл. 10).

В то же время в более железистой в целом Кайерканской интрузии содержание цинка увеличивается до $83 \times 10^{-4}\%$ по сравнению с $(48-60) \times 10^{-4}\%$ в других исследованных массивах.

В дифференцированных интрузиях распределение цинка неравномерно. Для него характерно два максимума содержания, один из которых приходится на наиболее магнезиальные породы зоны подошвы, второй — больший по абсолютной величине — на железистые породы верхних горизонтов. Лишь для Кайерканской интрузии отмечен один максимум содержания цинка, приходящий на габбро-пегматиты. Это обусловлено ее более слабой степенью дифференциации, не приводящей к образованию таких характерных пород дифференцированных траппов, как пикритовые и троктолитовые долериты.

Рис. 18. Зависимость содержания цинка от содержания суммарного железа в породах дифференцированных траппов



По существующим представлениям (Wedepohl, 1953; Таусон и др. 1959; Таусон, 1961 и др.), геохимическая история цинка в изверженных породах связана с железом и магнием. Сопоставление особенностей распределения цинка с поведением петрогенных элементов показывает его связь только с железом, которая в дифференцированных траппах близка к прямолинейной (рис. 18).

В процессе камерной дифференциации трапповой магмы железо, как показано выше, накапливается в остаточных расплавах. Вместе с тем менее выраженный максимум железа наблюдается и в магнезиальных породах. Последнее объясняется как увеличением здесь концентрации окисных рудных минералов, так и накоплением оливина, в связи с чем при преимущественном увеличении количеств магния абсолютное содержание железа в ранних дифференциатах за счет оливина также возрастает. Это особенно характерно для интрузии норильского типа, где абсолютное содержание железа в пикритовых долеритах увеличивается по сравнению со средним содержанием в массиве довольно существенно. Поэтому геохимическая связь цинка с железом не нарушается и в магнезиальных породах.

Изучение распределения цинка по минералам дифференцированных траппов показывает, что он связан главным образом с оливинами и окисными рудными минералами (табл. 21). Причем если в магнезиальных оливинах содержание цинка минимальное (обр. 62-671), то в железистых разновидностях его концентрация увеличивается в 6 раз (обл. 62-1043 см. табл. 21). Это подчеркивает тесную связь Zn^{2+} и Fe^{2+} . С оливином связано 16,1—20,8% цинка породы, причем с увеличением содержания минерала количество элемента, связанного с ним, увеличивается.

В моноклинных пироксенах, более широко развитых в породах по сравнению с оливином, цинк связывается в весьма незначительных количествах. Эта особенность на данном этапе исследования не находит объяснения ввиду недостаточности данных. Возможно, она обусловлена различием структур темноцветных минералов и более ранней кристаллизацией оливинов по сравнению с моноклинными пироксенами (Йодер, Тилли, 1965).

Значительное количество цинка (до 40%) связывается в окисно-рудных минералах — титаномагнетитах и ильменитах (см. табл. 21). На долю титаномагнетитов приходится большая часть элемента, что объясняется более высоким содержанием в них цинка $[(230—720) \times 10^{-4}\%]$ по сравнению с ильменитом $[(100—200) \times 10^{-4}\%]$. Наблюдается тенденция увеличения содержания цинка в более ранних титаномагнетитах. Отмеченная особенность распределения цинка в траппах определяется его способностью образовывать ферриты (например, франклинит — $ZnFe_2O_4$), которые при высоких температурах дают неограниченные твердые растворы с магнетитом (Рамдор, 1962). В связи с этим повышенная концентрация цинка в титаномагнетите вполне закономерна. По-видимому, указанная способность возрастает с увеличением температуры, что предопределяет увеличение содержания элемента в ранних титаномагнетитах. Однако роль титаномагнетита как носителя цинка достаточно велика как в магнезиальных, так и в железистых породах, что объясняется существованием двух максимумов рудного минерала. Причем в железистых породах, характеризующихся малым количеством оливина или его полным отсутствием, практически весь цинк концентрируется в рудных минералах (обл. 62-655, табл. 21).

Несмотря на тесную связь цинка с железом в оливинах и окисных рудных минералах с этими минералами связано не более 55% элемента от общего его содержания в породах (см. табл. 21). Последнее указывает на то, что значительная часть цинка (50—40%) находится в долеритах в иных по-видимому, самостоятельных минеральных соединениях.

Для траппов наиболее вероятной, помимо силикатной и окисно-рудной, следует считать сульфидную форму нахождения цинка. Это подтверждается наличием сульфида цинка в медно-никелевых рудах месторождений, связанных с дифференцированными

Таблица 21. Распределение цинка по минералам дифференцированных траппов ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Минерал	Содержание минерала, вес. %	Содержание в минерале	Вес. %, приходящийся на минерал	Доля, приходящаяся на минерал, %	Содержание в породе
Пикритовый габбро-долерит, Черногорская интрузия, обр. 62-671					
Оливин	41,37	40	16,64	20,8	—
Пироксен	23,38	10	2,34	2,8	—
Плагиоклаз	19,83	10	1,98	2,5	—
Титаномагнетит	3,86	630	24,30	30,4	—
Биотит	3,12	100	3,12	3,9	—
Сумма	91,69	—	48,38	60,4	80
Поиклоофитовый габбро-долерит, Кайерканская интрузия, обр. 62-1047					
Оливин	10,79	120	12,93	16,1	—
Моноклинный пироксен	30,70	12	3,69	4,6	—
Плагиоклаз	47,84	8	3,87	4,9	—
Титаномагнетит	3,12	720	22,43	28,1	—
Ильменит	2,54	200	5,08	6,3	—
Сумма	94,99	—	47,97	59,8	80
Офитовый габбро-долерит, Кайерканская интрузия, обр. 62-1043					
Оливин	5,75	260	14,92	17,0	—
Моноклинный пироксен	32,61	15	4,89	5,6	—
Плагиоклаз	54,51	12	6,55	7,4	—
Титаномагнетит	2,33	650	15,14	17,1	—
Ильменит	1,91	170	3,24	3,7	—
Сумма	97,11	—	44,74	50,8	88
Диорит-пегматит, Черногорская интрузия, обр. 62-655					
Моноклинный пироксен	45,94	12	5,51	11,0	—
Плагиоклаз	40,84	6	2,42	4,9	—
Титаномагнетит	6,88	290	19,84	39,9	—
Ильменит	1,33	100	1,33	2,6	—
Сумма	94,99	—	29,20	58,4	50

интрузиями (Годлевский, 1959), а также присутствием аксессуарного сфалерита в недифференцированных траппах платформы (Надеждина, 1961).

Существование в расплаве легкоподвижного соединения цинка с серой также в какой-то мере должно предопределять двойственность его распределения в интрузиях (повышенное содержание в магнезиальных и железистых породах), поскольку сульфидные минералы траппов, как и окисные рудные, характеризуются двумя максимумами содержания в вертикальных разрезах дифференцированных пластовых тел.

Таким образом, в процессе камерной дифференциации базальтовой магмы геохимическая история цинка определяется как изоморфизмом с железом в породообразующих минералах, так и его связью в сульфидной форме. Накопление элемента в магнезиальных породах обусловлено гравитационными процессами, в связи с чем в массивах, где гравитационная аккумуляция минеральных фаз (оливин, окисные минералы, сульфиды) проявлена слабо, максимум цинка незначительный или полностью отсутствует (Кайерканская интрузия). Напротив, в интрузиях с широким проявлением гравитационных процессов концентрация цинка в магнезиальных породах и долеритах, обогащенных железом, соизмерима. В последних накопление цинка определяется увеличением железистости расплава к концу процесса и, вероятно, возможностью транспорта элемента в виде летучих соединений (Краускопф, 1960). В этом случае поведение цинка аналогично поведению меди и серебра (Смирнова, Альмухамедов, 1967; Нестеренко и др., 1969).

КАДМИЙ

Данные табл. 9 показывают, что в недифференцированных долеритах для кадмия характерен четырех-пятикратный разброс содержаний. Это указывает на сравнительно высокую мобильность элемента и его перераспределение в магме уже на ранних стадиях ее эволюции (Нестеренко и др., 1971).

Среднее содержание кадмия в долеритах $0,065 \times 10^{-4}\%$. Это ниже значений, приводимых Винцентом и Билефильдом (Vincent, Bilefield, 1960) для пород Скергардской интрузии (Гренландия). Гораздо ближе наши результаты стоят к данным, приведенным Бруксом и Аренсом (Brooks, Ahrens, 1961) применительно к долеритам и базальтам Карру, которые являются близкими аналогами траппов Сибирской платформы.

В процессе камерной дифференциации трапповой магмы происходит дальнейшее отчетливое перераспределение элемента (см. табл. 10) с обогащением как ранних продуктов кристаллизации расплава (пикритовые, такситовые габбро-долериты и контактовые долериты зоны подошвы), так и остаточных магм (диорит- и габбро-пегматиты, габбро-диориты). Так в сильно дифференцированной Черногорской интрузии при содержании

кадмия $0,020-0,030 \times 10^{-4}\%$ в главной массе пород, слагающих средние горизонты (около 75% объема интрузии) его концентрации в габбро-долеритах возрастает до $(0,100-0,140) \times 10^{-4}\%$, а в такситовых и особенно контактовых долеритах подошвы — до $(0,120-1,000) \times 10^{-4}\%$ (см. табл. 10). Аналогичная картина наблюдается и в Кайерканской интрузии, где в пойкилоофитовых долеритах, слагающих средние горизонты массива и занимающих до 65% объема пород интрузии, отмечается минимальное содержание кадмия ($0,045 \times 10^{-4}\%$), при более высоких концентрациях в микродолеритах подошвы и габбро-пегматитах.

Отмеченная специфика поведения кадмия весьма близка поведению описанных выше меди, серебра и золота — элементов с резко выраженными халькофильными свойствами, а также аналогична распределению серы (Альмухамедов, Нестеренко, 1970). Перечисленные элементы, как показано ранее, дают в дифференцированных трапах два максимума содержания — в ранних и поздних продуктах дифференциации. По-видимому, указанная особенность свидетельствует о проявлении кадмием халькофильных свойств, предопределяющих специфические черты его геохимии. Последнее подчеркивается также особенностями распределения кадмия в нижних горизонтах интрузий норильского типа, в частности в Черногорской интрузии. Здесь максимальные количества элемента приходятся не на наиболее магнезиальные породы, а на контактовые долериты ($1,00 \times 10^{-4}\%$), значительно обогащенные сульфидными минералами. В связи с этим резкое возрастание здесь концентраций кадмия по сравнению со всеми другими породами можно объяснить его концентрированием в контактовых долеритах главным образом в сульфидной форме.

В других разновидностях пород распределение кадмия по минеральным фазам более сложно. Это подтверждается мономинеральными балансами элемента как в пикритовых долеритах, так и в габбро-пегматитах (табл. 22). В обоих случаях главная масса кадмия (50—75%) связана с силикатными минералами. Максимальные его концентрации отмечаются в оливине, пироксене и титаномagnetите; минимальные содержания элемента типичны для плагиоклаза. Эти данные, в целом согласуются с исследованиями Винцента и Билефилда (1960) по распределению кадмия в минералах Скергадской интрузии (см. табл. 22).

Обсуждение вопроса о формах связи кадмия ($r_i = 1,03 \text{ \AA}$) в пороодообразующих минералах привело исследователей к выводу о его изоморфизме в основных породах с закисным железом ($r_i = 0,83 \text{ \AA}$) при отсутствии аналогичных связей с кальцием ($r_i = 1,06 \text{ \AA}$; Vincent, Bilefield, 1960; Ringwood, 1955). Это объясняется большим различием потенциалов ионизации кальция (11,9) и кадмия (16,9) при близости последнего железу (16,24).

Несмотря на достаточно тесную связь кадмия с силикатными и окисными минералами, балансы элемента в основных породах показывают значительный его дефицит (см. табл. 22). В на-

Таблица 22. Кадмий в минералах габбро-долеритов ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание Cd в минерале	Колич. Cd, приходящееся на минерал, %	Доля, приходящаяся на минерал, %	Содержание Cd, в породе, %
Пикритовый габбро-долерит, Черногорская интрузия, обр. 62-671					
Оливин	41,40	0,078	0,0322	40,3	—
Пироксен	23,40	0,016	0,0037	4,6	—
Плагиоклаз	19,80	0,015	0,0030	3,6	—
Титаномагнетит	3,90	0,062	0,0024	3,0	—
Сумма		—	0,0413	51,5	0,080
Габбро-пегматит, Каиерканская интрузия, обр. 62-1031					
Пироксен	22,5	0,100	0,0225	41,6	—
Плагиоклаз	33,80	0,037	0,0125	22,5	—
Титаномагнетит	2,60	0,076	0,0014	2,6	—
Сумма		—	0,0364	76,1	0,054
Гортонолитовое феррогаббро, Скергардская интрузия, обр. 5181 (по данным Vincent, Bilefield, 1960)					
Оливин	13	0,37	0,048	12	—
Пироксен	23	0,43	0,100	25	—
Плагиоклаз	54	0,15	0,081	20,2	—
Титансодержащий магнетит	4,5	0,30	0,013	3,2	—
Ильменит	5,5	0,13	0,007	1,7	—
Сумма		—	0,249	62,1	0,40

шем случае он составляет $\sim 24-48\%$; по данным Винцента и Билефилда (Vincent, Bilefield, 1960), для феррогаббро Скергарда около 40%. Учитывая высокую халькофильность кадмия и максимальное его содержание в обогащенных сульфидами такситовых и контактовых долеритах (Черногорская интрузия), следует предположить, что та часть кадмия, которая не связана с силикатными минералами, находится в сульфидной форме. Если же исходить из предпосылки отсутствия изоморфизма кадмия и кальция и считать весь кадмий в плагиоклазах (и такое же количество в других минералах) связанным в рассеянных сульфидах, то сульфидная форма данного элемента будет составлять в трапах Сибирской платформы от 55% (пикритовые долериты) до

72% (габбро-пегматиты) и около 75 в феррогаббро Скергардской интрузии. Понимается ко всем указанным значениям, равно как и к мономинеральным балансам элемента, не следует подходить как к абсолютным, неизменным цифрам. Они показывают главным образом тенденцию в распределении элемента по минералам и его способность присутствовать не только в силикатной, но также в сульфидной фазе пород.

Заключение о существенной роли сульфидной формы кадмия в породах не согласуется с выводом Винченца и Билефилда (1960), которые, не найдя корреляции между содержанием кадмия и распространенностью халькопирита и пирита, высказали мнение об отсутствии сульфидной формы нахождения элемента в Скергардской интрузии.

Отсутствие отчетливой корреляции кадмия с медью (т. е. халькопиритом) отмечается и у сибирских траппов. Однако в нашем случае элемент четко коррелируется с цинком, распределение которого в интрузиях аналогично кадмию (см. табл. 10). Это касается не только пород в целом, но также распределения по минералам, где цинк в значительной мере связывается в оливине и титаномagnetите (см. табл. 21). Как в кадмии, не весь цинк породы, как показано выше, связан в силикатных и окисных минералах, значительная его часть остается в иной, а именно, в сульфидной форме.

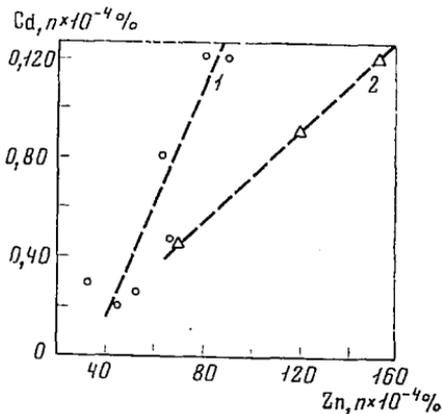


Рис. 19. Соотношения концентрации кадмия и цинка в породах дифференцированных траппов

1 — Черногорская интрузия; 2 — Кайерканская интрузия

Аналогичное поведение кадмия и цинка приводит к прямой их корреляции в процессе камерной дифференциации магмы (рис. 19). Причем в любом случае отмечается относительное накопление кадмия по сравнению с цинком к концу процесса, находящееся в прямой связи с глубиной дифференциации расплава. Оно незначительно в Кайерканской интрузии и ярко выражено в Черногорской. Это подчеркивается более резким изменением отношений Zn/Cd в последней интрузии (см. табл. 10).

Более интенсивная связь кадмия по сравнению с цинком в ликвирующем сульфидном расплаве, в связи с чем отношение

элементов в рудоносных горизонтах Черногорской интрузии снижается в 3—40 раз ($Zn/Cd=800-80$) по сравнению со средними горизонтами ($Zn/Cd=2200$), свидетельствует о более халькофильных свойствах кадмия в основных породах. Этот вывод согласуется с представлениями Шмитта и др. (Schmitt et al., 1963), которые пришли к такому же заключению при изучении хондритов, и подчеркивается термодинамическими расчетами с определением ряда убывающей халькофильности элементов (Маракушев, Безмен, 1969; Щербина, 1969): $Ag-Cu-Cd-Zn-Ni-Co$.

Характерно, что в этом ряду оба элемента занимают промежуточное положение между медью и серебром (ярко выраженными халькофильными элементами) и никелем-кобальтом, для которых существенную роль, кроме халькофильных, играют также литофильные свойства.

Указанная особенность наиболее четко проявляется в интрузиях с низким содержанием серы, что типично для подавляющей массы траппов Сибирской платформы (Смирнова и др., 1968). В породах же с высоким содержанием серы (норильский тип) все элементы, включая никель и кобальт, в значительно большей степени проявляют халькофильные свойства и в связи с этим оказываются связанными преимущественно в сульфидной форме.

Уменьшение Zn/Cd отношения с увеличением сульфидной составляющей пород нижних горизонтов, по-видимому, указывает также на увеличение роли сульфидной формы элементов в соответствующих дифференциатах интрузии. А это в свою очередь позволяет считать, что не только в начальных продуктах дифференциации, но и к концу процесса (габбро-пегматиты, габбро-диориты), где Zn/Cd отношение понижается, роль сульфидной формы нахождения элемента в породах возрастает. Далее, прямая корреляция кадмия и цинка в дифференцированных интрузиях свидетельствует, по-видимому, не просто о некоей абстрактной тесной геохимической связи между ними, но прежде всего о связи кристаллохимической. В случае сульфидной формы это будет изоморфизм элементов в сфалеритах. Возможно, однако, что эта связь продолжается дальше и отмечается в темноцветных силикатных и окисно-рудных минералах, где присутствие кадмия также объясняется его изоморфизмом с цинком, который в свою очередь замещает закисное железо. Это предположение не противостоит, учитывая относительную аналогию в распределении цинка и кадмия не только по породам, но и по минералам.

СВИНЕЦ

Колебание содержания свинца в интрузивной и эффузивной фациях трапповой формации незначительно (см. табл. 9, 46). Это свидетельствует о слабом его перераспределении в процессе докамерной дифференциации.

В дифференцированных траппах содержание свинца также изменяется незначительно (см. табл. 10). Даже в наиболее глубоко дифференцированной Черногорской интрузии колебание содержания элемента не превышает двухкратных значений. Максимальные концентрации для него зафиксированы в пикритовых габбро-долеритах Черногорской интрузии ($28 \times 10^{-4} \%$), минимальные — в кварц-биотитовых долеритах и микродолеритах Аламджахской интрузии [$(7-8) \times 10^{-4} \%$]. В Черногорском массиве отмечается приуроченность повышенных концентраций свинца как к магнезиальным, так и к железистым породам; в остальных интрузиях распределение элемента по вертикальным разрезам более или менее равномерное.

Рассматривая распределение свинца по минеральным фазам дифференцированных траппов, необходимо отметить, что элемент рассеивается практически во всех минералах. Как в силикатах, так и в окисно-рудных минералах его содержание соизмеримо (табл. 23) и не превышает $(20-30) \times 10^{-4} \%$. Рассеяние свинца среди породообразующих минералов и отсутствие четкого концентратора элемента предопределяет сравнительную мотонность его распределения в породах дифференцированных интрузий.

Основным носителем свинца в траппах является плагиоклаз (около 60% от количества, связанного в породообразующих минералах, см. табл. 23). Однако баланс элемента может сдвигаться в сторону оливина и пироксена при увеличении меланократовости пород. Так, в пикритовом габбро-долерите Черногорской интрузии более 50% свинца связано с оливинами, а в диорит-негматите из того же массива, где содержание моноклинного пироксена максимальное (45,94%), с последним может быть связано 61,2% свинца. Окисно-рудные минералы как носители свинца имеют резко подчиненное значение (см. табл. 23).

Изложенный материал показывает отсутствие корреляционных связей с каким-либо петрогенным элементом и поэтому не позволяет с достаточной определенностью говорить о формах его нахождения в основных породах.

По существующим представлениям в изверженных породах свинец изоморфно связан с калием (Таусон, 1961; Wedepohl, 1956) и, кроме того, частично находится в рассеянной сульфидной форме. Последний вывод сделан на основе эксперимента (Таусон, 1961). По-видимому, аналогичная картина характерна и для траппов. Например, присутствие свинца в плагиоклазах может объясняться его изоморфизмом с калием. В то же время низкие балансы элемента в породах (51,3—73,2%; табл. 23) позволяют считать его связанным в иной, вероятно, сульфидной форме. Это подтверждается как сравнительно широким проявлением в траппах акцессорного галенита, где он после пирита является вторым по распространенности минералом (Надеждина, 1961), так и наличием данного минерала в рудах месторож-

Таблица 23. Распределение свинца по минералам дифференцированных траппов ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Минерал	Содержание минерала, вес. %	Содержание в минерале	Вес. %, приходящийся на минерал	Доля, приходящаяся на минерал, %	Содержание в породе
I. Пикритовый габбро-долерит, Черногорская интрузия, обр. 62-671					
Оливин	41,37	20	8,28	34,5	—
Пироксен	23,38	4	0,84	3,5	—
Плагноклаз	19,83	12	2,38	9,9	—
Титаномагнетит	3,86	16	0,62	2,6	—
Биотит	3,12	6	0,19	0,8	—
Сумма	91,69	—	12,31	51,3	24
II. Пойкилофитовый габбро-долерит, Қайерканская интрузия, обр. 62-1047					
Оливин	10,79	14	1,51	10,1	—
Моноклинный пироксен	30,70	4	1,23	8,2	—
Плагноклаз	47,84	12	5,74	38,4	—
Титаномагнетит	3,12	8	0,25	1,7	—
Ильменит	2,54	30	0,76	5,1	—
Сумма	94,99	—	9,49	63,4	15
III. Офитовый габбро-долерит, Қайерканская интрузия, обр. 62-1043					
Оливин	5,75	16	0,92	5,6	—
Моноклинный пироксен	32,61	10	3,26	19,7	—
Плагноклаз	54,51	12	6,54	39,6	—
Титаномагнетит	2,33	1,5	0,03	0,2	—
Ильменит	1,91	27	0,52	3,2	—
Сумма	97,11	—	11,27	68,3	16,5
IV. Габбро-пегматит, Қайерканская интрузия, обр. 62-1031					
Оливин	5,39	Не опр.	—	—	—
Моноклинный пироксен	22,45	17	3,82	23,2	—
Плагноклаз	33,84	19	6,44	39,0	—
Микропегматит	18,72	Не опр.	—	—	—
Титаномагнетит	2,62	30	0,79	4,8	—
Ильменит	3,45	30	1,03	6,2	—
Сумма	86,47	—	12,08	73,2	16,5

Таблица 23 (окончание)

Минерал	Содержание минерала, вес. %	Содержание в минерале	Вес. %, приходящийся на минерал	Доля, приходящаяся на минерал, %	Содержание в породе
V. Диорит-пегматит, Черногорская интрузия, обр. 62-655					
Моноклинный пироксен	45,94	16	7,35	41,0	—
Плагиоклаз	40,84	11	4,49	24,9	—
Титаномагнетит	6,88	10	0,69	3,8	—
Ильменит	1,33	13	0,17	0,9	—
Сумма	94,99	—	12,70	70,6	18

дения Норильск I (Годлевский, 1959). Косвенным признаком является сравнительно равномерное распределение свинца по всем минералам габбро-долеритов, что трудно объяснить с позиции его изоморфизма в оливинах, пироксенах и окисных рудных минералах. Большой радиус иона свинца ($r_i = 1,32 \text{ \AA}$) препятствует его изоморфизму в этих минералах с окисным железом ($r_i = 0,83 \text{ \AA}$) или магнием ($r_i = 0,78 \text{ \AA}$).

Таким образом, изложенный материал приводит авторов к выводу о преимущественно сульфидной форме свинца в породах трапповой формации. Причем сульфиды могут присутствовать в габбро-долеритах как в аксессуарном, так и рассеянной состоянии. Однако окончательное решение этого интересного вопроса еще ждет своего исследователя.

МОЛИБДЕН, ВОЛЬФРАМ

В литературе имеются единичные определения молибдена и вольфрама в траппах Сибирской платформы. Приведенные в табл. 24 данные свидетельствуют о том, что содержание элементов в долеритах Сибири находится на уровне, типичном для основных пород в целом ($1,4 \times 10^{-4} \text{ Mo}$ и $1 \times 10^{-4} \text{ W}$; Виноградов, 1962).

Согласно исследованиям А. П. Виноградова и др. (1958), намечается повышенное содержание молибдена в основных породах, по сравнению с ультраосновными и кислыми, на фоне последовательного увеличения вольфрама с возрастанием кислотности расплава. В силу этого в основных породах (в том числе и в траппах) отношение молибдена к вольфраму колеблется около значения 2,5, в то время как в остальных породах (ультраосновных, средних и кислых) оно закономерно ниже единицы.

Эта особенность является следствием проявления молибденом одновременно сидерофильных и литофильных свойств.

Таблица 24. Содержание молибдена и вольфрама в траппах Сибирской платформы и некоторых других родственных породах ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Порода	Mo	W	Mo/W
Габбро-долерит (пр. 1028, р. Орленок) *	0,78	0,5	1,6
Габбро-долерит (пр. 1030, р. Виллюй) *	1,50	0,5	3,0
Пикритовый долерит (пр. 1035, Норильск) *	3,50	0,8	4,4
Траппы Декана**	1,2	—	—
Базальт Антарктики **	0,7	—	—
Диабаз Антарктики **	0,8	—	—
Кьюинноусские базальты			
Поток Кирсардж **	0,5	—	—
Поток Гринстон **	0,6	—	—
Среднее для основных пород***	1,4	1,0	—

* По А. П. Виноградову и др. (1958).

** По Курода и Санделлу (1959).

*** По А. П. Виноградову (1962).

На сидерофильные свойства элемента указывает активная его связь с окисными рудными минералами. Так, по данным Куроды и Санделла (1959), в титаномагнетитах содержание молибдена на порядок выше в сравнении с породообразующими минералами. Причем титаномагнетит может связывать до 40% молибдена в габбро. Тесная связь молибдена ($r_i - 0,68 \text{ \AA}$) с титаномагнетитом (и ильменитов) объясняется его изоморфизмом с титаном, имеющим близкий радиус иона ($r_i - 0,64 \text{ \AA}$).

Таким образом, повышенное содержание элемента в основных породах выглядит логичным, учитывая повышенные содержания в них окисных рудных минералов.

Помимо ферритной формы молибдена, значительная его часть (60% и более) находится в породах в иной форме, причем вне связи с породообразующими минералами. Л. В. Таусон (1961) высказал предположение о сульфидной форме нахождения элемента в породах, основанное как на кристаллохимических соображениях, так и на факте обнаружения в протолочках гранитов выделений молибденита.

По-видимому, сульфидный молибден (наряду с ферритным) является второй основной формой присутствия этого элемента не только в кислых, но также и основных породах, включая траппы. На это указывает резко аномальная концентрация молибдена [$(7-7,3) \times 10^{-4}\%$] в порфириновых диабазах Миннесоты на фоне устойчивых кларковых содержаний элемента ($1,4 \times 10^{-4}\%$)

в остальных разновидностях основных пород. Особенностью порфировых диабазов является присутствие в них видимых сульфидов (Курода, Санделл, 1959). Об этом же, по-видимому, свидетельствует повышенная концентрация элемента в пикритовых долеритах Норильска, обогащенных сульфидами.

Сказанное позволяет думать, что в интрузивных породах поведение молибдена близко поведению меди с той лишь оговоркой, что для молибдена характерна меньшая халькофильность. Если это так, то в процессе дифференциации магмы молибден должен концентрироваться в долеритах, обогащенных сульфидами, с одной стороны, и окисными рудными минералами, — с другой. Иначе говоря, он должен показывать максимальные содержания в пикритовых, троктолитовых долеритах и повышенные — в габбро-пегматитах и особенно в феррогаббро при кларковых значениях в промежуточных типах пород.

ХРОМ

Подобно другим элементам поведение хрома, относимого к группе сидерофильных элементов, контролируется процессами докамерной и внутрикамерной дифференциации. Процессы докамерной дифференциации расплава приводят к появлению повышенных концентраций элемента в наиболее магниезальных членах серий. Так, в пермском вулканическом цикле Норильского района содержание хрома в ранних, железистых базальтах ивакинской свиты (коэффициент железистости 67,8) равен $51 \times 10^{-4} \%$, в более же магниезальных эффузивах гудчихинской свиты (коэффициент железистости по скв. 421—47,5) количество хрома увеличивается до $330 \times 10^{-4} \%$ (см. табл. 46).

Процессы докамерной дифференциации приводят к неравномерности содержания хрома и в исходных расплавах дифференцированных интрузий (см. табл. 10). Как и для эффузивной фации траппов, здесь отмечаются более высокие содержания элемента в магниезальных интрузиях. Например, в интрузии Норильск I среднее содержание хрома, интерпретируемое как исходное содержание в расплаве, равно $600 \times 10^{-4} \%$, в то время как в Кайерканской интрузии содержание хрома уменьшается до $43 \times 10^{-4} \%$.

Процессы дифференциации магмы *in situ* приводят к дальнейшему перераспределению элемента. Содержание хрома в дифференцированных траппах колеблется в пределах $(14—7000) \times 10^{-4} \%$ (см. табл. 10). Наибольший диапазон колебаний его концентраций отмечается в сильно дифференцированных интрузиях норильского типа.

Максимальные содержания хрома характерны для магниезальных пород нижних частей интрузий — пикритовых, троктолитовых и оливиновых долеритов в зависимости от типа массивов,

минимальные — для железистых пород верхних частей феррогабро, габбро-пегматитов и др. (см. табл. 10). Более контрастные экстремумы содержания элементов свойственны магнезиальным интрузиям норильского типа (рис. 20).

Концентраторами и носителями хрома в дифференцированных траппах являются окисно-рудные минералы — титаномagnetит и в меньшей степени ильменит (Нестеренко, Смирнова, 1964; Корнаков и др., 1964). Этот вывод справедлив, если принимать во внимание, что содержания хрома в силикатных породообразующих минералах, приведенные нами только для Черногорской интрузии (табл. 25), несколько завышенные. Последнее

Таблица 25. Содержание ванадия и хрома в силикатных минералах Черногорской интрузии ($n \cdot 10^{-4}\%$)

№ обр.	Оливины			Моноклинные пироксены			Плагиоклазы		
	Состав, % Fa	V	Cr	Состав, % Fs	V	Cr	Состав, % An	V	Cr
62-653	—	—	—	—	—	—	28	Сл.	Сл.
62-655	—	—	—	36	630	5	34	2	3
62-657	—	—	—	—	—	—	59	Не обн.	Сл.
62-665	—	—	—	—	—	—	71	Не обн.	Сл.
62-669	15	200	46	12	430	250	72	10	5
62-671	14	60	90	17	33	470	72	10	50
62-756	—	—	—	—	240	400	63	1,5	Сл.

подтверждается аномально высокими балансами элемента (130—150%), не приводимыми в настоящей работе. Причина завышенных содержаний элемента кроется в широком распространении титаномagnetита во всех дифференциатах расслоенных интрузий и отсутствии методик фазового анализа на хром.

В окисно-рудных минералах отчетливо наблюдается последовательное увеличение концентраций хрома при переходе от наиболее железистых пород верхних горизонтов к магнезиальным нижним в интрузиях любого типа. Однако в титаномagnetитах и ильменитах из наиболее магнезиальных разновидностей пород интрузий норильского типа — пикритовых габбро-долеритов, концентрации хрома увеличиваются особенно резко. Так, например, если в титаномagnetитах оливиново-биотитовых габбро-долеритов содержание хрома 0,179% (в вышележащих породах уменьшаясь до 0,021%), то в титаномagnetитах из пикритов оно возрастает уже до 8,63%. Это наряду с высокими содержаниями в них MgO (4,13%), Al₂O₃ (12,29%) и весьма низкими концентрациями TiO₂ (3,72%, см. табл. 27), позволяет титаномagnetиты пикритовых габбро-долеритов отнести к хромшпинелидам. Не менее

резкое увеличение концентраций хрома наблюдается и в ильменитах этих пород (1,35% по сравнению с 0,027—0,055% в других дифференциатах).

Возрастание содержания хрома в окисно-рудных минералах магнезиальных пород обусловлено, по-видимому, «стремлением» элемента более интенсивно связываться в высокотемпературных фазах, поскольку кислородные соединения хрома характеризуются более высокими температурами кристаллизации по сравнению с другими минералами (Goldschmidt, 1954). Поэтому, вероятно, не случайно в хром-магнетитах пикритов наблюдаются, помимо хрома, повышенные концентрации магния и алюминия, являющихся компонентами шпинелевой составляющей. Аналогичными причинами объясняются, очевидно, и более высокие концентрации элемента в наиболее высокотемпературных (магнезиальных) темноцветных силикатных минералах (см. табл. 25). Так, например, если в моноклинном пироксене из диорит-пегматита Черногорской интрузии обнаружено $5 \times 10^{-4}\%$ хрома, то в минерале из пикритов его содержание увеличивается уже до $470 \times 10^{-4}\%$.

Определенную роль в концентрировании хрома в ранних минералах, особенно в окисно-рудных, может играть и характер дифференциации расплава, проходящей в условиях закрытой для кислорода системы. Начальные этапы становления интрузии характеризуются более высоким P_{O_2} по сравнению с конечными. Это способствует, как будет показано ниже, вхождению Fe^{3+} в решетку ранних титаномагнетитов и, вероятно, также Cr^{3+} , изоморфно замещающего Fe^{3+} и не требующего компенсационной замены других элементов. По мере же снижения P_{O_2} над магматическим расплавом параллельно уменьшению содержания Fe^{3+} уменьшается в титаномагнетитах и роль хрома.

Особенности распределения хрома в породах и минералах интрузий являются показателем того, что перераспределение элемента при дифференциации исходного, гомогенного расплава в камере кристаллизации обусловлено двумя факторами. Во-первых, преимущественным вхождением его в ранние, относительно высокотемпературные кристаллические фазы; во-вторых, перемещением этих фаз в гравитационном поле с концентрацией их в приподошвенных участках камеры. Последнее подтверждается также одинаковым с магнием характером распределения хрома в вертикальных разрезах массивов различных типов (см. табл. 10). Однако, если накопление магния к породам нижних горизонтов более или менее постепенно (см., например, табл. 2), то накопление хрома в нижних дифференциатах носит резкий характер (рис. 20). Это обусловлено, по всей вероятности, более ранним вхождением преобладающей части хрома в кристаллические фазы (в данном случае в хромсодержащие магнетиты) по сравнению с другими высокотемпературными компонентами, например, по сравнению с магнием. Последнее находит

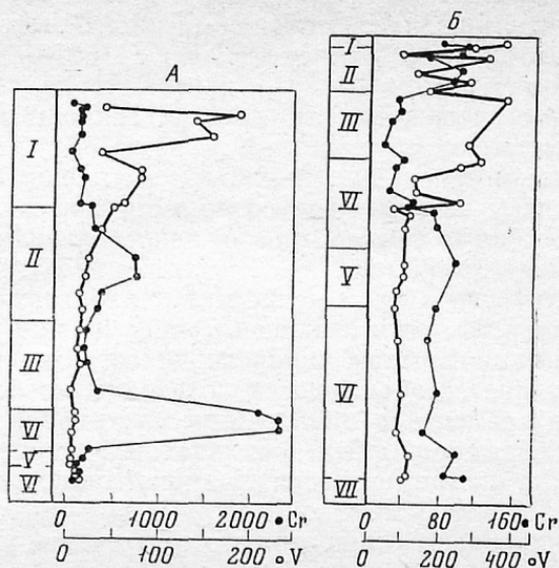


Рис. 20. Характер распределения хрома и ванадия в вертикальных разрезах дифференцированных траппов

А — Черногорская интрузия; Б — Кайерканская интрузия. Римскими цифрами обозначены горизонты пород в соответствии с рис. 2 и 5

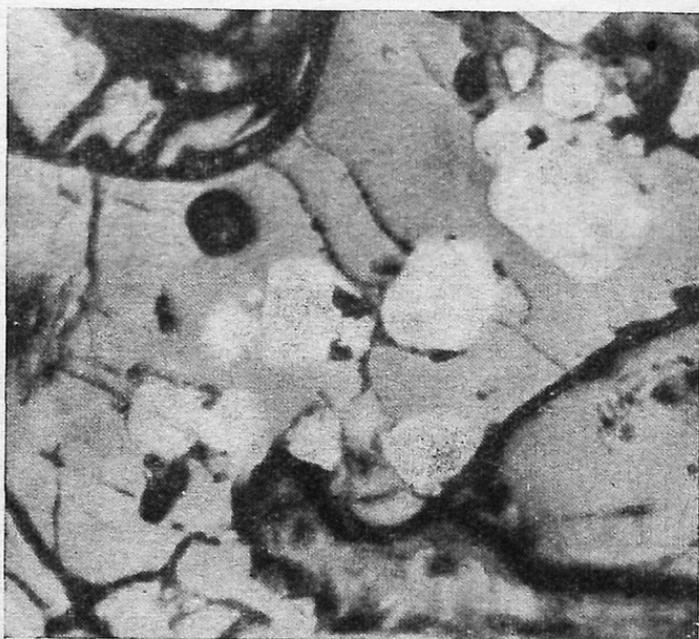


Рис. 21. Идиоморфизм хромсодержащего магнетита (белое) в пикритовых габбро-долеритах

Черногорская интрузия обр. 62-671. Увел. 100, без анализатора

отражение в идиоморфизме хром-магнетита в пикритовых габбро-долеритах и присутствии его в виде включений во всех породообразующих силикатах, в том числе и в оливинах (рис. 21).

Этим же процессам обязано, вероятно, появление и второго слабовыраженного максимума содержаний хрома, приходящегося на средние горизонты интрузий (см. табл. 10, рис. 20). В этом случае мы имеем, очевидно, дело с ритмической зональностью, ярко выраженной во многих расслоенных массивах габброидов складчатых зон не только в отношении хрома, но и других компонентов (Волохов, Иванов, 1963). Поскольку хром, как показано выше, наиболее интенсивно связывается в ранних кристаллических фазах и чутко реагирует на процессы гравитационного перераспределения вещества, можно допустить, что после образования какого-то кристаллического слоя в приподошвенных частях магматической камеры происходит вторичное накопление хрома, обусловленное осаждением новой «порции» минералов, обогащенных, но уже в меньшей степени, этим элементом.

Таким образом, приведенные данные по распределению хрома в породах и минералах дифференцированных интрузиях позволяют сделать заключение, что хром в процессах эволюции трапповой магмы *in situ*, входя в наиболее ранние кристаллические фазы, главным образом в окисно-рудные минералы, накапливается в ранних дифференциатах. Остаточные расплавы обедняются хромом и в породах поздних этапов кристаллизации фиксируются минимальные количества элемента. С учетом того, что аналогичные закономерности поведения элемента установлены не только для дифференцированных траппов Сибирской платформы, но для базальтоидных серий других регионов (Wager, Mitchell, 1951; Bilgrami, 1961) можно сделать вывод, что установление закономерности поведения хрома типичны для дифференциации базальтовой магмы.

ТИТАН

Геохимическая история титана в траппах Сибирской платформы определяется совокупностью процессов дифференциации магмы, начиная от ее возникновения (зарождения) до окончательной кристаллизации (Альмухамедов, 1968).

Уже на стадии докамерной дифференциации расплава возникает неоднородность концентраций элемента, что выражается в обогащении титаном железистых расплавов и обеднении — магнезиальных. При этом накопление титана в железистых расплавах происходит параллельно кремнию и щелочам, согласно общему направлению докамерной эволюции магмы. Так, среднее содержание в Кайерканской интрузии (коэффициент железистости 73,2) 2,19%, в то время как в Черногорской интрузии ($K_{\Phi} = 49,01$) — 0,98%. Аналогичная зависимость наблюдается и при

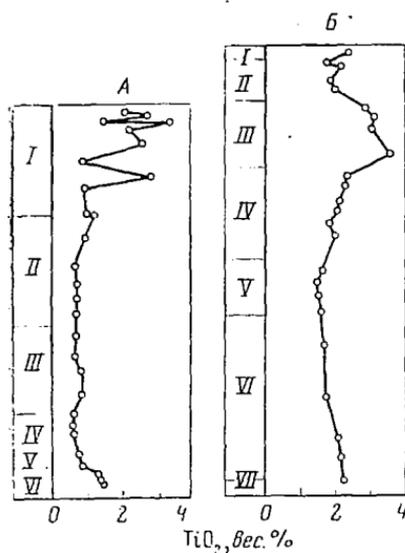


Рис. 22. Вариации содержаний TiO_2 в дифференцированных интрузивных траппов

А — Черногорская интрузия; Б — Кайерканская интрузия

исследовании эффузивной фации траппов. Например, в базальтах ивакинской свиты (Норильский район), характеризующийся коэффициентом железистости 67,8, содержания TiO_2 составляет 2,12%, а в эффузивах гудчихинской (КФ = 48,2—54,7, табл. 6) — 1,31% (скв. 746) и 1,44% (скв. 421). Неравномерность концентрации титана в эффузивной фации

траппов в зависимости от химического состава исходного расплава наблюдается не только при сравнении отдельных свит, но также и непосредственно в пределах свит (Альмухамедов, 1968).

Вместе с тем в процессах докамерной дифференциации расплава не наблюдается существенного накопления титана: максимальные количества элемента в железистых породах или расплавах, формирующихся на этой стадии, практически не превышают среднее содержание титана по формации в целом (1,42% TiO_2) более чем в 2,5 раза (Альмухамедов, 1968). Более существенное перераспределение титана отмечается на стадии внутрикамерной эволюции расплава, контролирующей формирование дифференцированных интрузий.

Распределение титана в вертикальных разрезах дифференцированных траппов, независимо от принадлежности массивов к тому или иному типу подчиняется одной и той же закономерности (рис. 22). В отдельно взятом массиве максимальные содержания титана приходятся на породы, расположенные в верхней трети разреза и являющиеся продуктами поздней (норильский и аламджахский типы) или заключительной (ангарский тип) стадий кристаллизации. Эти породы, обогащенные железом: феррогаббро, габбро-диориты, габбро-пегматиты (см. табл. 10). Минимальные концентрации отмечаются в породах приподожвенных частей массивов, где расположены породы ранней стадии дифференциации, характеризующиеся повышенными содержаниями магния — пикритовые, троктолитовые, оливиновые габбро-долериты.

При наличии в массивах пород кислой ветви дифференциации (гранофиры и им подобные образования) последние характеризуются, как и магнезиальные породы, низкими концентрациями

титана. Например, гранофирам Аламджакской интрузии (западный комплекс) свойственны концентрации TiO_2 в пределах 0,49—0,60% при среднем содержании для массива 1,88% (см. табл. 3).

Наиболее сильно дифференцированные интрузии норильского и аламджакского типов характеризуются большей степенью обогащения железистых пород титаном, чем слабодифференцированные интрузии.

Максимальные количества титана связаны с окиснорудными минералами, которые приобретают решающее значение при исследовании вопросов геохимии не только титана (Альмухамедов, 1967), но также и других сидерофильных элементов.

Главными окисными рудными минералами дифференцированных траппов являются, как указывалось, титаномагнетит и ильменит.

При этом под титаномагнетитом мы, вслед за Рамдором (1962) и Баста (Basta, 1960), понимаем гомогенные магнетиты с примесью TiO_2 (не менее 2—3 вес. %), а также магнетиты со структурами «распада» твердых растворов, где в качестве высвобождающейся (новообразованной) фазы фиксируются минералы титана — ульвошпинель или ильменит.

Титаномагнетит является минералом, отмечающимся во всех без исключения разновидностях пород. Для него характерны неправильные, реже с отдельными нечеткими гранями зерна размером от десятых долей до 2—3 мм. Исключением из этого правила являются титаномагнетит (по существу хромшпинелид) пикритовых габбро-долеритов интрузий норильского типа. Здесь минерал представлен мелкими (0,1—0,3 мм) идиоморфными кристаллами (см. рис. 21), включенными в оливин, пироксен и плагиоклаз, т. е. во все главные силикатные минералы.

В большинстве случаев в титаномагнетитах отмечаются хорошо проявленные структуры «распада» твердых растворов. Наиболее типично это для пород поздних и заключительной стадий кристаллизации (феррогаббро, габбро-пегматиты и др.). В указанных дифференциатах в минерале, помимо пластинчатых «выделений» (рис. 23), преимущественно ильменита по трем направлениям (чаще II (III)), наблюдаются микрографические образования ильменита: так называемый пертит-распад титаномагнетита (Талдыкин, и др., 1954).

В более магнезиальных разновидностях пород и микродолеритах зон эндоконтактов чаще наблюдаются титаномагнетиты со слабо проявленным распадом твердых растворов или с полным отсутствием структур распада.

В продуктах распада титаномагнетитов, помимо легко диагностируемого ильменита, фиксируется, хотя недостаточно определено, ульвошпинель (породы нижних горизонтов) и гематит (породы верхних горизонтов).

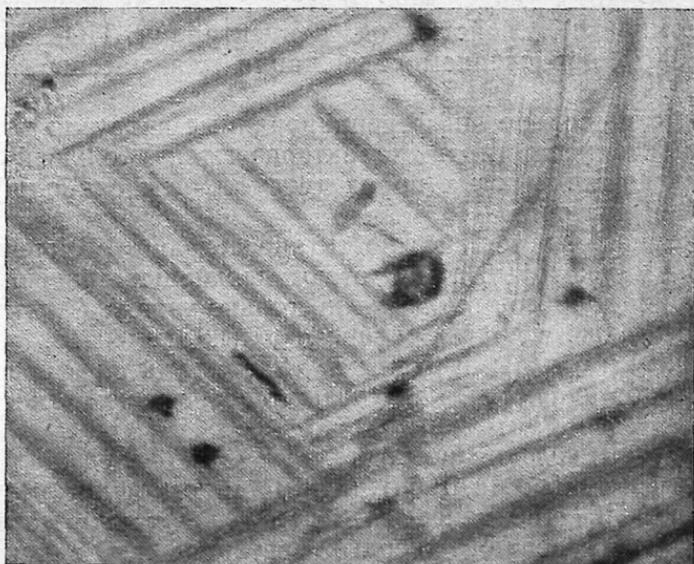


Рис. 23. Типичный титаномагнетит с пластинками ильменита, ориентированными по (111). Серое — ильменит. Феррогаббро

Аламджахская интрузия, обр. 61-87. Увел. 500, иммерсия, без анализатора

С титаномагнетитом почти постоянно ассоциирует первичный (магматический) ильменит. Нередко, преимущественно в породах поздних стадий кристаллизации ильменит, расположенный в периферийных участках титаномагнетита, показывает микрографическое срастание с нерудными минералами, что может быть, как полагает И. И. Малышев (1935), следствием кристаллизации расплава, близкого к эвтектическому. Подобные хорошо выраженные образования отмечаются и в виде самостоятельных фаз без ассоциации с титаномагнетитом. Кроме того, почти во всех разновидностях пород в незначительных количествах отмечаются пластинчатые выделения ильменита, которые в породах поздних стадий кристаллизации обнаруживают иногда идиоморфные формы. Последние из феррогаббро Аламджахского массива детально изучены В. Л. Масайтисом (1960).

Кроме титаномагнетита и ильменита, в породах дифференцированных траппов в резко подчиненных количествах встречается магнетит, являющийся, однако, вторичным, поскольку он фиксируется в виде «сыпи» в парагенезисе вторичных минералов по оливину (серпентин + магнетит; иддингсит, боулингит + магнетит) или моноклинному пироксену (амфибол + биотит + магнетит). Содержания вторичного магнетита несоизмеримы с содержанием других окисных минералов и поэтому при дальнейшем изложении материала не учитываются.

Для оценки количественного распределения рудных минералов по основным разновидностям пород интрузий различного типа были подсчитаны содержания титаномагнетита и ильменита. Подсчет производился линейным методом через 0,25 и 0,50 мм в зависимости от крупности и равномерности распределения минералов. Оптимальные расстояния между линиями определены методом разряжения. Результаты подсчета сведены в табл. 26, оценка данных которой показывает, что максимальное содержание рудных минералов типично для пород поздних стадий кристаллизации, характеризующихся повышенной железистостью (феррогаббро и др.). Здесь содержание рудных минералов окисного ряда достигает 5—10 объемн. %, в то время как в остальных породах оно не поднимается выше 2—3%. Второй менее выраженный максимум содержания рудных минералов приходится на породы нижних горизонтов, обогащенных магнием (см. табл. 26).

В большинстве разновидностей пород титаномагнетит заметно преобладает над ильменитом, и только для некоторых пород интрузий, исходный состав которых обогащен титаном (например, Кайерканская интрузия, см. табл. 4), содержание титаномагнетита и ильменита соизмеримы.

В соответствии с изменением химического состава пород и минералов в вертикальных разрезах массивов меняется и состав окисных рудных минералов. Изменение химического состава рудных минералов, преимущественно титаномагнетита, независимо от типа и степени дифференциации интрузий подчиняется общим закономерностям. В наиболее магниезиальных породах, особенно в пикритовых габбро-долеритах, титаномагнетиты характеризуются повышенными концентрациями магния, алюминия, хрома и пониженными концентрациями титана (табл. 27), в то время как в обогащенных железом породах — повышенными концентрациями титана и отчасти ванадия. Наиболее отчетливо в титаномагнетитах пород в зависимости от положения их в разрезе меняются концентрации TiO_2 (табл. 27). Изменения концентраций титана, как и других компонентов, связано со степенью (глубиной) дифференциации исходного расплава. Например, для сильно дифференцированной Черногорской интрузии (норильский тип) уровень концентраций в титаномагнетитах изменяется от 3,72% в пикритовых габбро-долеритах до 21,24% в диорит-пегматитах.

Весьма примечательным для титаномагнетитов дифференцированных траппов является факт очень близких максимальных концентраций TiO_2 , отмечающихся в наиболее железистых породах поздней стадии кристаллизации интрузий различных типов. Эти концентрации колеблются в пределах 21—22 вес. % (в пересчете химических анализов на 100%) и весьма близки данным других исследователей как по формации сибирских траппов (Лебедев, 1959), так и по другим формациям основных пород (Budington, Lindsley, 1964; Богатиков, Лебедев, 1965).

Таблица 26. Количественные соотношения главных рудных минералов окисного ряда в породах дифференцированных интрузий (в объемн.%)

№ проб	Порода	Титано-магнетит	Ильменит	Сумма окисных рудных минералов
I. Черногорская интрузия				
62-653	Габбро-долерит	2,06	1,13	3,19
62-655	Диорит-пегматит	4,36	0,88	5,24
62-657	Призматически-офитовый безоливиновый габбро-долерит			2,17
62-664	Офитовый оливиновый габбро-долерит	0,57	0,44	1,01
62-665	То же			1,15
62-669	Пойкилоофитовый оливиново-биотитовый габбро-долерит	1,48	0,93	2,41
62-671	Пикритовый габбро-долерит	2,48	0,09	2,57
62-756	Такситовый габбро-долерит	0,67	0,21	0,88
II. Аламджахская интрузия (западный комплекс)				
61-69	Долерит с биотитом и кварцем	4,52	0,60	5,12
61-87	Феррогаббро трахитондное			11,53
61-102	Феррогаббро массивное	4,22	2,20	6,42
61-72	Габбро-долерит	0,75	0,79	1,54
61-64	Переходный к троктолитовым габбро-долерит	0,65	0,92	1,57
61-59	То же			1,72
III. Кайерканская интрузия				
62-1025	Пойкилоофитовый габбро-долерит	1,50	1,82	3,32
62-1031	Габбро-пегматит	1,55	2,17	3,72
62-1039	Призматически-офитовый габбро-долерит	1,04	1,12	2,17
62-1043	Офитовый габбро-долерит	1,44	1,25	2,69
62-1047	Пойкилоофитовый габбро-долерит	1,93	1,50	3,43
62-1049	То же	0,02*	1,99	2,01
IV. Падунская интрузия				
59-5	Габбро-пегматит	4,98	2,58	7,56
59-6	То же			7,70
59-7	Призматически-офитовый габбро-долерит	0,88	0,82	1,70
59-8	Такситовый габбро-долерит	0,65	1,00	1,65
59-10	Троктолитовый габбро-долерит на границе с микродолеритом	2,49	1,13	3,32

* Титаномагнетит выщелочен.

Указанные особенности изменения химического состава титаномагнетитов находят отражение в смене ассоциаций, слагающих их минералов, выявленных оптическими и рентгеноструктурными анализами и подтвержденных пересчетом их химического состава.

Пересчет химических анализов титаномагнетитов проводился по принципу, изложенному А. Н. Цветковым и др. (1965). Результаты пересчета приведены в табл. 27. Анализ данных таблицы показывает, что главными фазами титаномагнетитов в дифференцированных траппах являются магнетит¹ и ильменит, присутствующие во всех исследованных образцах, подчиненными — ульвошпинель, гематит и спорадически фиксируемый вюстит, выявленный только в образце, взятом вблизи зоны закалки Падунской интрузии (обр. 59-10).

В направлении от наиболее высокотемпературных магнезиальных пород зоны подошвы к относительно низкотемпературным железистым породам верхней трети интрузий устанавливаются следующие закономерности соотношения минеральных фаз титаномагнетитов:

1. Уменьшение магнетитовой и увеличение ильменитовой составляющих.

2. Смена ассоциации магнетит — ульвошпинель — ильменит на ассоциацию магнетит — ильменит — гематит.

Эти закономерности, обусловленные главным образом вариациями концентраций титана, и отношения FeO/Fe_2O_3 наиболее отчетливо выявляются на треугольной диаграмме $FeO - Fe_2O_3 - TiO_2$ (рис. 24), построенной на основании химических анализов титаномагнетитов.

Однако, как показали многочисленные экспериментальные исследования (Akimoto et al., 1957; Basta, 1960; Taylor, 1963, 1963, 1964; Buddington et al., 1964; Цветков и др., 1965), наблюдаемые ассоциации минеральных фаз в титаномагнетитах не соответствуют ассоциациям в момент кристаллизации последних. В частности, работами Тейлора (Taylor, 1963, 1964) установлено, что в системе $FeO - Fe_2O_3 - TiO_2$ возможно образование следующих серий минералов: вюститовой, шпинелевой, ромбоэдральной, псевдобрукитовой и рутиловой, причем вторая, третья и четвертая — серии непрерывных твердых растворов. Крайними членами шпинелевой серии являются магнетит (Fe_3O_4) и ульвошпинель (Fe_2TiO_4); ромбоэдральной — ильменит ($FeTiO_3$) и гематит (Fe_2O_3). Между ильменитом и магнетитом, принадлежащим к различным сериям минералов, смесимости в ощутимых количествах не наблюдается. Это показано, например, Баста (Basta, 1960), Винсентом и др. (Vincent et al., 1957), проводившими

¹ В составе магнетитовой фазы титаномагнетитов присутствуют, вероятно, алюмошпинелевая и хромитовая составляющие, судя по наличию магния, алюминия и хрома в титаномагнетитах.

Таблица 27. Химический состав титаномангнетитов дифференцированных

№ обр.	Порода	Компоненты						
		FeO	MgO	CaO	MnO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃
I. Черногорская интрузия								
62-653	Габбро-диорит	26,27	0,55	2,97	—	44,55	3,66	0,03
62-655	Диорит-пегматит	27,60	0,64	3,18	—	41,01	1,73	0,03
62-657	Призматически-офитовый безоливиновый габбро-долерит	24,75	2,59	3,59	—	42,10	5,80	0,10
62-660	То же с присутствием кварца	29,13	1,51	2,21	—	43,04	1,08	0,05
62-665	Офитовый оливиновый габбро-долерит	38,83	1,01	0,76	—	42,20	4,15	0,22
62-669	Пойкилоофитовый оливино-биотитовый габбро-долерит	34,27	2,05	1,04	—	47,27	2,87	0,26
62-671	Пикритовый габбро-долерит	30,84	4,13	0,48	—	32,03	12,29	12,50
II. Аламджакская интрузия (западный комплекс)								
61-102	Феррогаббро	35,03	0,99	0,62	—	34,00	4,55	0,02
61-72	Габбро-долерит	30,46	1,46	0,69	—	40,73	5,30	0,02
61-59	Переходный к троктолитовым габбро-долерит	37,31	0,51	0,24	—	42,24	0,42	0,07
III. Падунская интрузия								
59-6	Габбро-пегматит	41,31	0,34	0,14	0,55	34,47	0,47	0,04
59-7	Призматически-офитовый габбро-долерит	34,65	0,86	0,55	0,18	36,90	4,28	0,03
59-8	Такситоофитовый габбро-долерит	37,65	1,38	0,00	1,11	38,94	4,84	0,04
59-10	Троктолитовый долерит на границе с микродолеритами эндоконтакта подошвы	42,39	1,90	0,00	Сл.	34,70	4,86	0,16
IV. Кайерканская интрузия								
62-1025	Пойкилоофитовый габбро-долерит	33,69	0,54	0,24	—	40,87	0,36	0,05
62-1031	Габбро-пегматит	40,74	0,43	0,21	—	30,97	4,84	0,01
62-1039	Призматически-офитовый габбро-долерит	40,17	0,37	0,41	—	32,01	2,37	0,08
62-1043	Офитовый габбро-долерит	39,98	0,99	0,40	—	36,78	3,19	0,04
62-1047	Пойкилоофитовый габбро-долерит	39,79	0,85	0,28	—	36,58	3,48	0,08

траппов Сибирской платформы (в вес. %)

				Наблюдаемые составляющие титаномангнетитов					Первично-магматические составляющие		Размер элементарной ячейки, Å
				магнетит	ульвошпиль	ильменит	вюстит	гематит	магнетит	ульвошпиль	
V ₂ O ₅	TiO ₂	SiO ₂	Сумма								
I. Черногорская интрузия											
0,71	17,11	3,85	99,70	34,05	—	47,58	—	18,37	30,53	69,43	8,393
1,21	21,24	4,28	100,92	25,98	—	56,92	—	17,10	18,41	81,59	8,393
0,98	11,80	7,93	90,64	47,93	—	36,28	—	16,19	46,23	53,77	8,387
0,68	16,52	5,18	99,40	42,65	—	46,59	—	10,66	34,20	65,80	8,397
0,94	9,44	2,23	99,78	64,21	34,56	1,23	—	—	63,80	36,20	8,389
0,97	6,49	4,50	99,42	74,96	20,30	4,74	—	—	73,38	26,62	8,383
0,45	3,72	2,68	99,12	85,80	12,93	1,27	—	—	85,38	14,62	8,369
II. Аламджакская интрузия (западный комплекс)											
0,83	21,24	3,05	100,33	41,20	—	53,27	—	5,53	27,15	72,85	8,407
0,84	16,52	3,50	99,52	44,28	—	44,49	—	11,23	36,94	63,06	8,399
0,45	18,29	1,40	100,93	53,39	4,18	42,43	—	—	39,26	60,74	8,398
III. Падунская интрузия											
0,90	21,24	0,75	100,21	42,06	25,23	32,71	—	—	31,16	68,84	8,405
0,81	18,88	3,18	100,32	47,68	—	47,61	—	4,64	34,88	65,12	8,421
1,12	13,60	1,25	99,93	58,37	24,98	16,65	—	—	52,82	47,18	—
0,85	12,00	2,90	99,76	53,81	44,51	—	1,68	—	54,70	45,30	8,390
IV. Кайерканская интрузия											
0,82	21,24	1,68	99,47	39,16	—	53,68	—	7,16	26,04	73,96	8,389
0,96	21,24	0,68	100,07	45,26	16,89	37,85	—	—	32,64	67,36	8,405
0,76	21,24	1,95	99,36	44,06	13,79	42,15	—	—	30,01	69,99	8,397
0,76	17,41	1,09	100,64	50,43	24,93	24,64	—	—	42,22	57,78	8,397
0,82	17,11	0,85	100,14	43,20	39,60	17,20	—	—	37,46	62,54	8,407

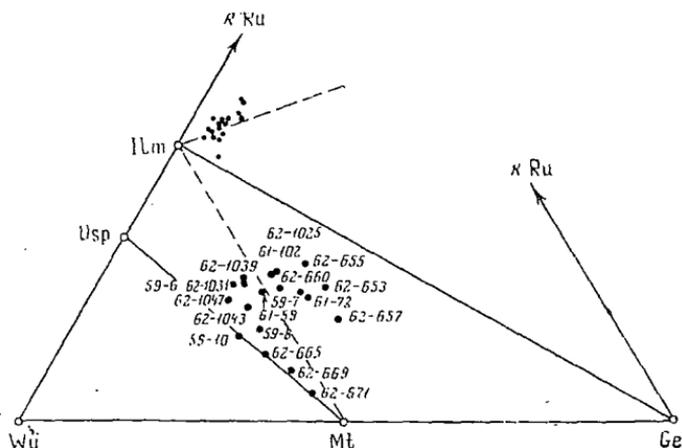


Рис. 24. Минеральный состав окиснорудных минералов дифференцированных траппов Сибирской платформы

Номера образцов титаномagnetитов соответствуют разновидности пород в табл. 27. *Wü* — вюстит; *Mt* — магнетит; *Ge* — гематит; *Usp* — ульвошпинель; *Ilm* — ильменит; *Ru* — рутил. Пунктиром показана линия вторичного изменения ильменитов в соответствии с реакцией $4\text{FeTiO}_3 + \text{O}_2 \rightarrow 4\text{TiO}_2 + 2\text{Fe}_2\text{O}_3$

опыты по гомогенизации природных титаномagnetитов. Так, Баста установлено, что в титаномagnetитах, содержащих до 21% ильменита в виде тонких пластинчатых прорастаний, при нагревании их в эвакуированной кварцевой ампуле (800, 1000 и 1100°C) полной гомогенизации не наблюдается: количество растворенного ильменита в магнетите не превышало 4—5%. Но и эти сами по себе очень низкие цифры могут быть обусловлены, как полагает Баста, определенными химическими реакциями, при которых ильменит переходит в другие фазы, например, в ульвошпинель¹.

В базальтоидных породах, в том числе и в породах трапповой формации, широко распространены только шпинелевая (титаномagnetитовая) и ромбоэдральная (ильменитовая) серии. Поэтому, исходя из вышеизложенного, можно считать, что во время кристаллизации титаномagnetитов из расплава возникают кристаллы магнетит-ульвошпинелевых твердых растворов с переменным содержанием компонентов. Наблюдаемые ассоциации минералов объясняются последующим (постмагматическим) распадом первичных титаномagnetитов и различной степенью окисления ульвошпинели (Альмухамедов, 1968). Результаты пересче-

¹ Шевалье и Жирар (Chevallier, Girard, 1950), проводившие синтез титаномagnetитов, допускают существование серии твердых растворов $y\text{Fe}_3\text{O}_4 \cdot (1-y)\text{FeTiO}_3$. Ими получен как будто гомогенный титаномagnetит с $y=0,63$. Однако детальные рентгенографические исследования проводились с образцами, содержание TiO_2 в которых не превышало 4%.

та химического состава титаномагнетитов на миналы первично-кристаллизующихся минералов с помощью соответствующих методик (Альмухамедов, 1968) приведены в табл. 27, из данных которой явствует, что наиболее магнезиальные разновидности пород характеризуются более низким содержанием молекулы ульвошпинели в титаномагнетитах, а более железистые — наиболее высокими. В Черногорской интрузии, наиболее сильно дифференцированной из диапозно рассматриваемых в работе, наблюдается больший диапазон колебаний составов исходных титаномагнетитов от $Mt_{85,38}USp_{14,62}$ в пикритовых габбро-долеритах до $Mt_{18,14}USp_{81,59}$ в диорит-пегматитах (см. табл. 27).

Такая схема изменения состава первично-магматических титаномагнетитов подтверждается результатами их рентгеноструктурного анализа (см. табл. 27). У титаномагнетитов (правильнее сказать, у кубической фазы, сохранившейся после распада) наблюдается тенденция к увеличению элементарной ячейки¹ по мере возрастания в них содержания титана. Эта зависимость,

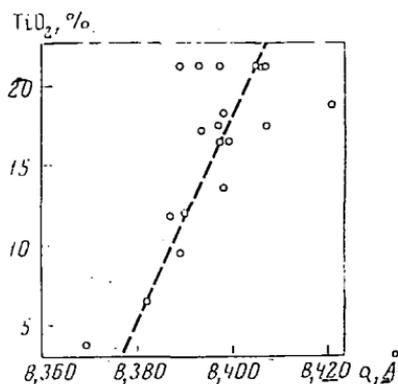


Рис. 25. Зависимость между размером элементарной ячейки преобладающей кубической фазы титаномагнетитов и содержанием в них титана

приближающаяся к прямой (рис. 25), согласуется с данными Баства (Basta, 1960), Акимото и др. (Akimoto et al., 1957).

В рассматриваемом случае некоторый разброс точек, особенно при высоких содержаниях титана и, следовательно, ульвошпинелевой составляющей в титаномагнетитах (см. табл. 27), обусловлен, вероятно, различной степенью распада первичных титаномагнетитов. Слишком же малый размер ячейки в титаномагнетите из пикритовых габбро-долеритов меньше, чем у чистого магнетита, может быть объяснен примесью в нем хромитовой ($a=8,34$ Å, по Рамдору, 1962) и алюмошпинелевой ($a=8,103$ Å, по Диру и др., 1966) составляющих.

В сравнении с титаномагнетитами изменение химического состава ильменитов магматического происхождения в дифферен-

¹ Размеры элементарной ячейки определены Г. Г. Афоной (Институт геохимии СО АН СССР). Съёмка проводилась в камере РКД-57, 4 мм на Fe-излучении (диаметр канала 0,4 мм).

Таблица 28. Химический состав ильменитов из дифференцированных траппов

№ обр.	Порода	FeO	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃
I. Черногорская интрузия					
62-653	Габбро-диорит	39,27	0,35	1,07	4,43
62-655	Диорит-пегматит	38,92	1,87	0,41	4,82
62-657	Призматически-офитовый безоливиновый габбро-долерит	36,80	1,06	0,55	7,18
62-665	Офитовый, оливиновый габбро-долерит	32,91	0,98	Сл.	11,50
62-669	Пойкилоофитовый, оливиново-биотитовый габбро-долерит	36,08	0,62	0,07	9,36
62-756	Такситовый габбро-долерит	36,80	1,50	Сл.	8,42
II. Аламджакская интрузия (западный комплекс)					
61-102	Феррогаббро	38,03	0,18	Сл.	7,11
61-72	Нормальный габбро-долерит	37,50	1,37	0,35	5,57
61-59	Переходный к троктолитовому габбро-долерит	36,46	2,04	Сл.	7,55
III. Падунская интрузия					
59-6	Габбро-пегматит	39,25	0,56	Сл.	4,28
59-7	Призматически-офитовый габбро-долерит	37,86	1,53	»	6,83
59-8	Такситоофитовый габбро-долерит	38,74	2,19	»	5,85
59-10	Троктолитовый долерит (на границе с микродолеритами подошвы)	38,98	1,90	»	5,36
IV. Кайерканская интрузия					
62-1025	Пойкилоофитовый габбро-долерит	40,33	0,24	Сл.	3,25
62-1031	Габбро-пегматит	40,86	0,20	»	3,50
62-1039	Призматически-офитовый габбро-долерит	40,51	0,63	»	3,88
62-1043	Офитовый габбро-долерит	38,92	1,29	»	4,82
62-1047	Пойкилоофитовый габбро-долерит	38,93	1,38	0,14	5,65

цированных траппах незначительны (табл. 28). Все исследованные образцы характеризуются содержанием титана, близким к стехиометрическому. Однако постоянно наблюдается избыток двуокиси титана по отношению к сумме двухвалентных катионов, что может быть объяснено, как полагают Ю. Ю. Юрк (1950) и П. Я. Ярош (1955), постмагматическим изменением ильменитов в соответствии с реакцией $4\text{FeTiO}_3 + \text{O}_2 = 4\text{TiO}_2 + 2\text{Fe}_2\text{O}_3$. Однако в нашем случае эти изменения малы по масштабам и содержание ильменитовой молекулы в минерале сохраняется в пределах 80%.

Сибирской платформы (в вес.%)

Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	TiO ₂	SiO ₂	Сумма	Ильменит	Гематит	Рутил
I. Черногорская интрузия								
0,98	0,04	0,16	51,92	2,13	100,35	84,7	3,2	12,1
1,82	0,04	0,49	49,64	1,83	100,34	88,5	4,2	7,3
2,83	0,03	0,27	48,26	3,75	100,73	76,7	6,8	16,5
1,88	0,08	0,36	51,45	0,75	99,91	76,8	7,7	15,5
0,85	0,07	0,39	51,45	0,73	99,62	82,0	5,7	12,3
0,66	0,06	0,45	50,15	1,48	99,52	84,0	5,2	10,8
II. Аламджакская интрузия (западный комплекс)								
1,04	0,03	0,53	51,45	1,83	100,20	80,5	4,9	14,6
2,46	0,08	0,21	49,56	2,68	99,78	81,9	5,3	12,8
0,68	0,03	0,24	47,44	5,53	99,67	73,2	5,4	21,4
III. Падунская интрузия								
2,49	0,24	0,30	47,21	5,65	99,98	73,2	5,4	21,4
2,30	0,19	0,51	49,56	1,06	99,84	86,8	5,7	7,5
1,72	0,14	0,20	47,96	3,58	100,38	84,6	4,9	10,5
5,34	0,28	0,11	46,13	1,66	99,85	90,1	7,5	2,4
IV. Кайерканская интрузия								
2,09	0,03	0,32	53,92	0,15	100,33	87,9	3,4	8,7
2,10	0,11	0,57	48,03	3,93	99,30	82,1	4,3	13,6
2,48	0,73	0,37	49,84	1,84	100,28	88,2	4,7	7,1
1,10	0,43	0,30	50,27	2,73	99,86	83,4	4,0	12,6
1,32	0,30	0,30	50,50	1,28	99,80	88,0	4,2	7,8

Кучное расположение точек химических составов ильменитов на диаграмме FeO—Fe₂O₃—TiO₂ (см. рис. 24) и приуроченность роя точек к линии изменения ильменита по вышеприведенной реакции свидетельствуют о соизмеримых вторичных изменениях минерала независимо от положения породы в разрезе интрузий и о том, что ильменит в момент кристаллизации имел состав, близкий по составу к минералу типа R'R''O₃, где R'—Fe²⁺, Mg²⁺, Mn²⁺, а R''—Ti⁴⁺, а также Al³, Cr³⁺ и V⁵⁺. Иными словами, ильмениты дифференцированных траппов в момент кристаллизации не содержали в качестве компонента твердого раствора

гематита, а если и содержал, то в незначительных количествах. Последнее подтверждается, в частности, пересчетом химических анализов ильменитов (см. табл. 28) по методу Баддингтона и Линдслея (Buddington, Lindsley, 1964).

Таким образом, суммируя данные по особенностям распределения титана в окисно-рудных минералах дифференцированных траппов, можем констатировать:

1. В титаномагнетитах количество титана закономерно увеличивается от наиболее магнезиальных пород к железистым, достигая определенной величины. Эта величина для сибирских траппов составляет 21—22 вес. % TiO_2 . В соответствии с увеличением концентраций титана в первично кристаллизующихся титаномагнетитах растет доля ульвошпинелевой составляющей.

2. В ильменитах уровни концентраций титана близки эталонному, но несколько ниже, чем в теоретическом ильмените. Содержание элемента в ильменитах в первом приближении может быть принято постоянным независимо от положения разновидностей пород в разрезе массивов.

3. Параллельно изменению концентраций титана в титаномагнетитах в вертикальных разрезах массивов изменяется и количество окисно-рудных минералов в сторону увеличения содержания их в железистых разновидностях пород.

Среди главных породообразующих силикатов наиболее высокими концентрациями титана характеризуются моноклинные пироксены (Нестеренко, Амульхамедов, 1966). Содержание TiO_2 в этих минералах (табл. 29) близко таковому для пироксенов, аналогичных по составу пород (Wager, Dder, 1939; Hess, 1949; Wager, Mitchell, 1951; Чирвинский, 1953; Muir, 1951, 1954; Brown, 1957; Масайтис, 1958; McDougal, 1961; Морковкина, 1964). Вместе с тем характерной особенностью пироксенов изученных интрузий является низкое содержание в них TiO_2 , которое (за исключением пробы 59-9) не поднимается выше 1,0 вес. %.

На первый взгляд это кажется странным, так как нами изучались различные по составу разновидности пород, в том числе значительно обогащенные железом (см. табл. 3). Колебание состава пироксенов в этом ряду довольно значительное от $Wo_{38-39}Ep_{33-57}Fs_{4-9}$ (пикритовые габбро-долериты) до $Wo_{40-46} \cdot Ep_{12-20}Fs_{40-42}$ (габбро-пегматиты). Поэтому в соответствии с существующими представлениями можно было бы ожидать различия в содержании титана и в пироксенах. Причем в породах повышенной железистости, где пироксены по составу приближаются к геденбергиту, предполагается повышенное содержание титана не только в породах, но и в пироксенах. Например, для пироксенов фаялитовых феррогаббро Скергардской интрузии Уэйджер и Дир (Wager, Deeg, 1939) дают значения 4,42% TiO_2 ; в пироксенах Верхнегорбиачинской интрузии А. И. Виленский и др. (1964) обнаружили 2,30 и 2,46% двуокиси титана. В то же время, по нашим определениям, даже в феррогаббро Аламджах-

ской интрузии, являющийся аналогом Скергардской (Масайтис, 1958), содержания титана в пироксенах не выше 1%.

Выяснение причин такого расхождения представляется нам важным, так как аномально высокое содержание титана в пироксенах ставит серьезные кристаллохимические вопросы (McDougall, 1961).

Ознакомление с опубликованными данными по Скергардской интрузии показывает, что с увеличением детальности исследований различными авторами последовательно снижалось содержание титана в пироксене. Так, если Уэйджер и Дир (Wager, Deeg, 1939) определили максимальное значение двуокиси титана для минерала в 4,42%, то Муир (Muir, 1951) — 15 определений — дает не выше 1,58% TiO_2 , а по Брауну (Brown, 1957) — 13 определений — содержание TiO_2 в пироксенах Скергардской интрузии не поднимается выше 1,31%. Причем в последнем случае из 13 анализов одиннадцать показывают значения ниже 1,0%, в том числе и для пироксенов феррогаббро.

По-видимому, полученное нами сравнительно низкое содержание титана в пироксенах (до 1,0 вес.% TiO_2) является специфической особенностью распространенности элемента в минерале. На это указывают также данные В. Л. Масайтиса (1958), Мак Доугалла (1961) и Муира (1954). В последнем случае даже при высоком содержании титана в породе (4,65 вес.% TiO_2) количество его в пироксене составляет всего 0,93% TiO_2 . Наконец, из 44 анализов пироксенов, опубликованных Хессом (1949), лишь в двух содержание двуокиси титана выше 1,0%.

Таким образом, приведенные данные позволяют считать, что содержание двуокиси титана в пироксенах «нормальных» по составу основных пород, сформировавшихся в условиях платформенного режима, не может превышать одного процента. Более высокое содержание элемента, вероятно, объясняется загрязнением мономинеральной пробы титаномагнетитом и ильменитом, содержание которых, как показано выше, особенно высокое в породах, обогащенных железом, и от которых тяжело полностью избавиться при выделении больших навесок минерала для химического анализа.

Распространенность титана в моноклинных пироксенах дифференцированных траппов находится в общем случае в прямой зависимости от содержания элемента в целом по интрузии соответственно ее магнезиальности. Так, в Черногорской интрузии, где содержание титана в породах пониженное, наблюдается и более низкое значение элемента в пироксенах (см. табл. 29).

В пределах отдельно взятой интрузии наблюдается слабо выраженная тенденция к обогащению элементом пироксенов более поздних дифференциатов, что согласуется с выводами Муира (1951) и Брауна (1957) для Скергардской интрузии.

В то же время в отличие от распределения по породам интрузий, где наблюдается трех- и четырехкратное колебание концен-

Таблица 29. Содержание титана и некоторых других компонентов в моноклинных пироксенах дифференцированных траппов Сибирской платформы (в вес.%)

№ обр.	Порода	Содержание TiO_2 в породе	Содержание мон. пироксена в породе	Содержание в моноклинных пироксенах				% TiO_2 , приходящийся на пироксен (по отношению к общему содержанию в породе)
				SiO_2	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	
I. Черногорская интрузия								
62-653	Габбро-диорит	1,57	—	49,25	3,95	23,23	0,56	—
62-655	Диорит-пегматит	2,32	45,94	50,50	3,00	16,94	0,45	9,06
62-657	Призматически-офитовый, безоливиновый габбро-диорит	0,98	—	50,23	2,34	9,14	0,52	—
62-660	То же с присутствием кварца	1,06	—	50,83	2,67	7,81	0,58	—
62-665	Офитовый, оливиновый габбро-долерит	0,75	—	51,70	2,58	5,33	0,50	—
62-669	Пойкилоофитовый, оливиново-биотитовый габбро-долерит	0,89	30,11	52,03	2,04	9,14	0,55	18,53
62-671	Пикритовый габбро-долерит	0,59	23,38	55,10	3,10	4,86	0,50	20,34
62-756	Такситовый габбро-долерит	0,94	—	51,55	2,88	5,82	0,66	—
	Среднеарифметическое						0,55	
II. Аламджахская интрузия (западный комплекс)								
61-134	Габбро-долерит зоны эндоконтакта кровли	1,57	43,44	49,80	2,67	8,76	0,99	27,40
61-102	Феррогаббро	3,06	29,64	49,90	2,91	15,23	0,81	7,84
61-72	Габбро-долерит	1,11	51,40	51,00	1,66	8,19	0,68	31,50
61-67	Переходный к троктолитовым долеритам	0,99	—	—	—	—	0,62	—
61-59	То же	0,95	47,75	51,65	2,27	7,81	0,60	30,52
	Среднеарифметическое						0,74	
III. Кайерканская интрузия								
62-1025	Пойкилоофитовый габбро-долерит	2,41	—	—	—	—	0,81	—
62-1031	Габбро-пегматит	3,27	22,45	49,67	3,76	13,71	0,82	5,51
62-1039	Призматически-офитовый габбро-долерит	1,99	33,58	50,33	4,31	10,66	0,77	13,02
62-1043	Офитовый габбро-долерит	1,57	32,61	50,62	3,04	13,33	0,74	15,30
62-1047	Пойкилоофитовый габбро-долерит	1,82	30,70	51,03	4,88	10,66	0,78	13,19
	Среднеарифметическое						0,78	
IV. Падунская интрузия								
59-6	Габбро-пегматит	4,03	28,87	49,73	3,04	16,53	0,86	6,21
59-7	Призматически-офитовый габбро-долерит	1,32	36,36	50,45	3,18	9,90	0,79	21,96
59-8	Такситоофитовый габбро-долерит	1,51	28,42	50,60	2,29	9,90	0,85	15,81
59-9	Троктолитовый габбро-долерит	1,77	24,10	49,25	3,14	10,09	1,22	16,60
59-10	То же (на границе с микродолеритами эндоконтакта подошвы)	1,64	33,42	51,25	1,92	9,52	0,89	18,28
	Среднеарифметическое						0,85*	

* Исключая пробу 59-9.

трации титана, изменение его содержания в пироксенах по вертикальному разрезу настолько незначительно, что в первом приближении может считаться постоянным. Например, в пироксенах Черногорской интрузии значение TiO_2 изменяется в пределах 0,50—0,68% (среднее 0,55%), в Кайерканской 0,74—0,82% (среднее 0,78%), в Падунской 0,79—0,89% (среднее 0,85%).

Присутствие титана ($r_1=0,64 \text{ \AA}$) в пироксене можно объяснить его изоморфизмом с окисным железом ($r_2=0,64 \text{ \AA}$). Как показывают анализы (см. табл. 29), окисное железо в пироксенах отдельных интрузий испытывает незначительные колебания несмотря на резкое изменение в минерале суммарного содержания железа. Последнее определяется окисным железом, содержание которого в пироксенах меняется существенно. Незначительное изменение содержания окисного железа в пироксенах дифференцированных траппов (независимо от колебания окисного, по-видимому, предопределяет относительное постоянство в минерале титана.

Кристаллохимически титан может быть связан в пироксене как в шестерной, так и в четверной координации, причем и в том

и в другом случае его присутствие в пироксене объясняется изоморфизмом с окисным железом, которое, согласно Ферхугену (Verhoogen, 1962) и Мак Дугаллу (1961), может находиться, помимо шестерной координации, также и в четверной.

В последнее время некоторые исследователи (Пополитов и др., 1966), основываясь на исследованиях В. В. Бакакина и Н. В. Белова (1964), предположили, что титан в пироксенах, оставаясь в шестерной координации, может выполнять функции Si^{4+} в анионной сетке минерала. Это определяется главным образом отрицательной корреляционной зависимостью между титаном и кремнием в моноклинных пироксенах.

Данные по пироксенам дифференцированных траппов не подтверждают этого вывода. Уменьшение концентраций кремния к более железистым пироксенам (см. табл. 29) может быть связано не с увеличением роли титана в этом же направлении, а с увеличением феррисалитовой составляющей пироксенов (Дир и др., 1965).

Таким образом, если уровень содержания титана в моноклинных пироксенах дифференцированных интрузий определяется исходной концентрацией элемента в расплаве (т. е. зависит от состава магматического расплава), то относительное постоянство содержания элемента в пироксенах отдельно взятой интрузии предопределяется кристаллохимическими особенностями образования минерала.

В других главных породообразующих силикатных минералах — плагиоклазах и оливинах — концентрации TiO_2 значительно ниже.

Кристаллизация плагиоклазов при формировании пластовых массивов сильно растянута во времени (Годлевский, 1959; Масайтис, 1958). Это находит отражение в резко проявленной зональности отдельных кристаллов с разницей внутренних, более основных зон с внешними, более кислыми, до 30—40 номеров. Характерной особенностью плагиоклазов дифференцированных интрузий является также общее раскисление плагиоклазов к концу процесса (см., например, рис. 2).

Вместе с тем изменение концентрации титана в плагиоклазах в зависимости от положения породы в разрезе массива, не подчиняется какой-либо строгой закономерности. При среднем содержании TiO_2 в плагиоклазах 0,04—0,08 вес. % для большинства разновидностей пород наблюдается некоторое увеличение содержания элемента как в плагиоклазах магнезиальных пород (до 0,23% в пикритовых габбро-долеритах), так и в наиболее железистых (0,15 — в габбро-пегматитах).

В общем случае титан не характерен как изоморфная примесь в плагиоклазах (Дир и др., 1966). Однако постоянное присутствие элемента в полевых шпатах дифференцированных траппов позволяет предполагать, что Ti^{4+} может занимать в них определенное структурное положение. Несмотря на то, что специаль-

ных исследований по вхождению титана в структуру полевых шпатов не проводилось, некоторые исследователи (Дир и др., 1966) предполагают замещение титаном алюминия в четверной координации как в плагиоклазах, так и в некоторых минералах. Принципиально это не вызывает возражения и, как показали исследования Г. В. Нестеренко (1959) по гранатам и везувианам в скарнах Тырны-Ауза, в ряде случаев может иметь место.

Хотя возможность вхождения титана в полевые шпаты имеет большой теоретический интерес как с точки зрения кристаллохимии, так и геохимии элемента, чрезвычайно низкие концентрации титана в плагиоклазах траппов предопределяют подчиненную роль этих минералов как концентраторов и носителей титана.

Оливины в исследованных интрузиях, подобно моноклинным пироксенам и плагиоклазам, характеризуются различным составом (см. рис. 2, 4, 5).

Одновременно с изменением состава оливинов меняется и их количество. Если в наиболее магнезиальных породах содержание оливина достигает 30—40 объемн.%, поднимаясь иногда до 60—70% (Талнахская интрузия, норильский тип), то в наиболее железистых разновидностях пород—габбро- и диорит-пегматиты— оно падает почти до нуля.

Тем не менее несмотря на изменение состава и количества оливина в вертикальных разрезах пластовых массивов, концентрации титана в минерале, характеризующиеся, как и в плагиоклазах, крайне низкими уровнями (0,04—0,20% TiO_2), не показывают закономерных изменений в зависимости от химизма минерала-хозяина.

Низкие концентрации двуокиси титана в оливинах и отсутствие закономерностей в изменении его концентраций предопределяются, вероятно, отсутствием «места» для Ti^{4+} в структуре минерала. Однако, как показали исследования Боуэна и Шерера (Bowen, Schairer, 1932) системы $FeO-SiO_2$, при составе, близком к фаялиту, в жидкости и, следовательно, в оливинах, особенно в железистых, может присутствовать незначительное количество Fe^{3+} , которое Ti^{4+} способен замещать изоморфно.

Окончательное решение вопроса о месте титана в оливинах требует специальных исследований. Поэтому приходится ограничиться констатацией факта крайне низкого содержания TiO_2 в оливинах и тем, что оливины, как и плагиоклазы, практически не играют роли в качестве концентраторов и носителей титана.

Количественную характеристику связи титана в минеральных фазах дифференцированных траппов иллюстрируют таблицы балансов элемента в различных породах. В частности, из табл. 30 следует, что в преобладающем типе пород концентраторами и носителями титана являются рудные минералы окисного ряда—титаномagnetит и ильменит. С этими минералами связано 60—90% титана породы. Причем по мере возрастания железистости

Т а б л и ц а 30. Распределение титана по минералам пород дифференцированных траппов

Минерал	Содержание минерала, вес. %	Содержание TiO_2 в минерале, вес. %	Весовой % TiO_2 , приходящийся на минерал (от суммарного содержания TiO_2 в породе)	Доля, приходящаяся на минерал, %	Доля, приходящаяся на рудные минералы окисного ряда, %	Содержание TiO_2 в породе, вес. %
1. Пикритовый габбро-долерит, Черногорская интрузия, обр. 62-671						
Плагиоклаз	19,83	0,23	0,05	8,47	—	—
Сумма пироксенов	23,38	0,50	0,12	20,34	—	—
Оливин	41,37	0,07	0,03	5,09	—	—
Титаномагнетит	3,86	3,72	0,14	23,72	—	—
Ильменит	0,13	52,60*	0,07	11,85	—	—
Сульфиды	1,39	Не опр.	—	—	—	—
Биотит	3,12	5,86	0,18	30,53	—	—
Вторичные минералы	6,92	Не опр.	—	—	—	—
Сумма	100,0	—	0,59	100,0	34,57	0,59
2. Троктолитовый габбро-долерит (на границе с микродолеритами эндоконтакта подошвы), Падунская интрузия, обр. 59-10						
Плагиоклаз	47,48	0,09	0,04	2,44	—	—
Моноклинный пироксен	33,42	0,89	0,30	18,28	—	—
Оливин	7,52	0,07	0,005	0,30	—	—
Титаномагнетит	4,08	12,00	0,49	29,86	—	—
Ильменит	1,75	46,13	0,81	49,42	—	—
Сульфиды	0,21	Не опр.	—	—	—	—
Вторичные минералы	5,54	Не опр.	—	—	—	—
Сумма	100,0	—	1,645	100,30	79,28	1,64
3. Призматически-офитовый габбро-долерит, Падунская интрузия, обр. 59-7						
Плагиоклаз	48,71	0,13	0,06	4,54	—	—
Моноклинный пироксен	36,36	0,79	0,29	21,96	—	—
Оливин	7,85	0,19	0,01	0,76	—	—
Титаномагнетит	1,43	18,88	0,27	20,45	—	—
Ильменит	1,26	49,56	0,62	47,03	—	—
Сульфиды	0,16	Не опр.	—	—	—	—
Вторичные минералы	4,23	Не опр.	—	—	—	—
Сумма	100,0	—	1,25	94,74	67,48	1,32

Таблица 30 (продолжение)

Минерал	Содержание минерала, вес. %	Содержание TiO_2 в минерале, вес. %	Весовой % TiO_2 , приходящийся на минерал (от суммарного содержания TiO_2 в породе)	Доля, приходящаяся на минерал, %	Доля, приходящаяся на рудные минералы окисного ряда, %	Содержание TiO_2 в породе, вес. %
---------	-----------------------------	---------------------------------------	---	----------------------------------	--	-------------------------------------

4. Офитовый габбро-долерит, Каферканская интрузия, обр. 62-1043

Плагиоклаз	51,54	0,09	0,05	3,18	—	—
Моноклинный пироксен	32,61	0,74	0,24	15,30	—	—
Оливин	5,75	0,06	0,003	0,19	—	—
Титаномагнетит	2,33	17,41	0,41	26,10	—	—
Ильменит	1,91	50,27	0,96	61,18	—	—
Сульфиды	0,14	Не опр.	—	—	—	—
Вторичные минералы	2,75	Не опр.	—	—	—	—
Сумма	100,0	—	1,663	105,95	87,28	1,57

5. Диорит-пегматит, Черногорская интрузия, обр. 62-655

Плагиоклаз	40,84	0,07	0,03	1,29	—	—
Моноклинный пироксен	45,94	0,45	0,21	9,06	—	—
Титаномагнетит	6,88	21,24	1,46	62,92	—	—
Ильменит	1,33	49,64	0,66	28,45	—	—
Сульфиды	0,30	Не опр.	—	—	—	—
Вторичные минералы	4,71	Не опр.	—	—	—	—
Сумма	100,0	—	2,36	101,68	91,35	2,32

6. Габбро-пегматит, Падунская интрузия, обр. 59-6

Плагиоклаз	45,72	0,08	0,04	0,99	—	—
Моноклинный пироксен	28,87	0,86	0,25	6,21	—	—
Оливин	0,84	0,15	0,001	0,03	—	—
Микропегматит	6,37	Не опр.	—	—	—	—
Титаномагнетит	8,14	21,24	1,73	42,92	—	—
Ильменит	3,98	42,71	1,89	46,90	—	—
Сульфиды	0,29	Не опр.	—	—	—	—
Вторичные минералы	5,80	Не опр.	—	—	—	—
Сумма	100,0	—	3,91	97,05	89,82	4,03

Таблица 30 (окончание)

Минерал	Содержание минерала, вес. %	Содержание TiO_2 в минерале, вес. %	Весовой % TiO_2 , приходящийся на минерал (от суммарного содержания TiO_2 в породе)	Доля, приходящаяся на минерал, %	Доля, приходящаяся на рудные минералы окисного ряда, %	Содержание TiO_2 в породе, вес. %
7. Феррсаббро, Аламджахская интрузия, обр. 61-102						
Плагиоклаз	42,28	0,09	0,04	1,31	—	—
Моноклинный пироксен	29,64	0,81	0,24	7,84	—	—
Оливин	1,77	0,12	0,002	0,06	—	—
Микропегматит	2,63	Не опр.	—	—	—	—
Титаномагнетит	6,71	21,24	1,43	46,70	—	—
Ильменит	3,29	54,45	1,69	55,20	—	—
Сульфиды	0,64	Не опр.	—	—	—	—
Вторичные минералы	13,0	Не опр.	—	—	—	—
Сумма	100,0	—	3,40	111,11	101,90	3,06

Содержание TiO_2 дано исходя из теоретической формулы.

пород доля титана, связанного с титаномагнетитом и ильменитом, увеличивается.

Из силикатных минералов наиболее высокими концентрациями характеризуется биотит. Два определения, выполненные для биотита, показали содержания TiO_2 в них 4,11 и 5,86%. В связи с этим появление биотита в парагенезисе магнизиальных пород резко сдвигает баланс титана в сторону силикатных минералов. Это отчетливо проявляется, например, в пикритовых габбро-долеритах Черногорской интрузии (обр. 62-671), в которых на долю биотита приходится около 30% титана (см. табл. 30).

Кроме биотита, в общем случае «экзотического» минерала траппов, существенная часть титана связывается в решетках моноклинных пироксенов. В отдельных, преимущественно магнизиальных породах с пироксенами может быть связано до 20% TiO_2 .

С остальными силикатными минералами-оливинами и плагиоклазами связана незначительная часть титана. В преобладающем типе пород она составляет 2—5% и редко поднимается до 10%.

Приведенные данные по распределению титана в породах и минералах дифференцированных траппов свидетельствуют о близости его поведения с поведением железа. Последнее четко иллюстрируется графиками зависимости распределения титана от

распределения железа как в пределах отдельно взятых массивов (рис. 26), так и формации в целом (рис. 27). Вместе с тем, если титан концентрируется главным образом в окисно-рудных минералах (см. табл. 30), то железо, преобладающее количество которого находится в двухвалентной форме, связано в решетках силикатных темноцветных минералов-оливинов и пироксенов (Альмухамедов, 1967). Данные табл. 31 показывают, что с окисно-рудными минералами связано не более 36% FeO породы. Причем эти цифры относятся к железистым породам поздних этапов, в которых наблюдается максимальное количество окислов. В более магнезиальных дифференциатах, например в пикритовых габбро-долеритах, количество окисной формы нахождения двухвалентного железа уменьшается до $\sim 15\%$. Однако несмотря на связь железа и титана в различных минеральных фазах, оба элемента накапливаются к концу процесса кристаллизации. Это обусловлено закрытым для кислорода характером дифференциации трапповых интрузий.

Как показано выше, начальные этапы кристаллизации расплава характеризуются более высокими P_{O_2} по сравнению с конечными (см. табл. 7). Это оказывает существенное влияние и на кристаллизацию окисно-рудных минералов, главным образом титаномагнетита. Так, согласно экспериментальным данным Е. Ф. Осборна (1964), при сравнительно высоком давлении кислорода ($n \times 10^{-4}$ бар, $P_{H_2O} = 1000$ атм) магнетит¹ кристаллизуется раньше силикатных минералов, при низком P_{O_2} ($n \times 10^{-11}$ бар) — позднее силикатных. Точка инверсии порядка кристаллизации рудных и силикатных минералов согласуется с данными Редера и Осборна (Roeder, Osborn, 1966) и составляет примерно $n \times 10^{-9}$ бар (рис. 28). Наши данные по окисно-рудным минералам подтверждают эту особенность (Альмухамедов, 1968): титаномагнетиты ранних, наиболее магнезиальных пород (например, пикритов) кристаллизуются раньше силикатных минералов, железистых пород — позднее силикатов.

Вследствие более высокого P_{O_2} над магматическим расплавом в начальные этапы дифференциации в титаномагнетитах более интенсивно связывается Fe^{3+} . По мере снижения P_{O_2} к концу процесса возможность трехвалентного железа связываться в титаномагнетитах уменьшается. В них необходимо возрастает роль Fe^{2+} , что компенсируется вхождением в решетку минерала Ti^{4+} по возможной схеме: $2Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}, Ti^{4+}$.

Эта схема хорошо подтверждается изменением состава титаномагнетитов в вертикальных разрезах массивов: титаномагнетиты пород поздних этапов кристаллизации характеризуются наиболее высокими концентрациями титана.

После «насыщения» при данных условиях титаномагнетита

¹ Состав магнетита в цитируемой работе не приведен. Надо полагать, что это титаномагнетит, поскольку в преобладающем типе базальтоидов собственно магнетита магматического происхождения нет.

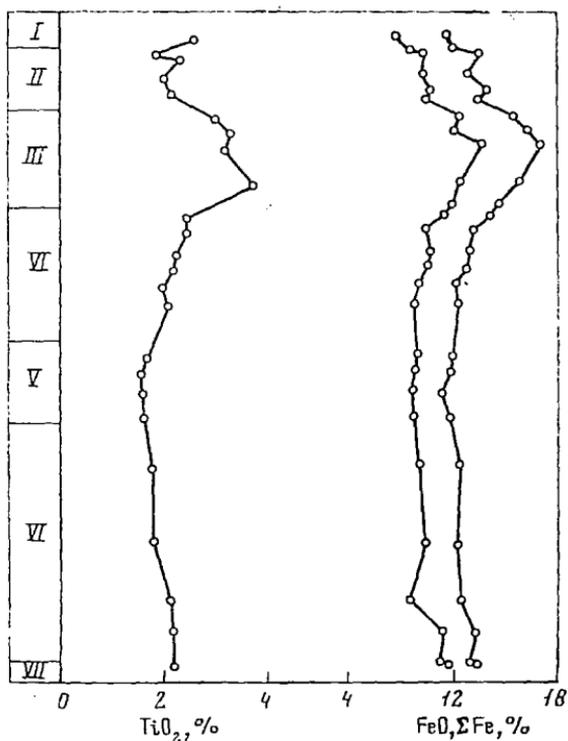


Рис. 26. Распределение титана и железа по вертикальному разрезу Кайерканской интрузии

Римские цифры соответствуют горизонтам пород на рис. 5

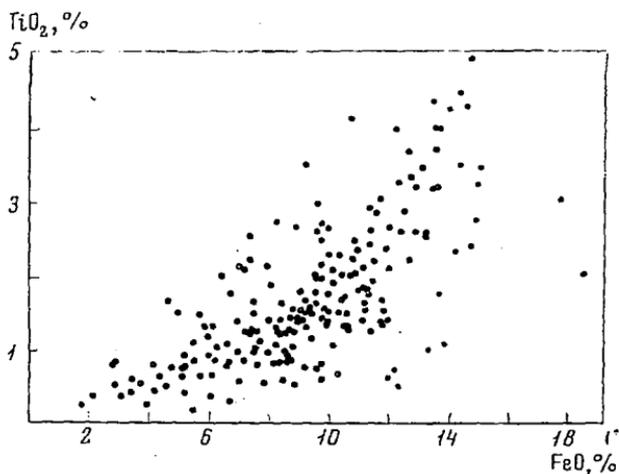


Рис. 27. Зависимость содержания TiO_2 от содержания закисного железа в разновидностях пород сибирских траппов

Таблица 31. Распределение двухвалентного железа по минералам пород дифференцированных траппов (в вес.%)

Минерал	Содержание минерала	Содержание FeO в минерале	Вес. % FeO, приходящийся на минерал (от суммарного содержания FeO в породе)	Доля, приходящаяся на минерал, %	Доля, приходящаяся на рудные минералы окисного ряда, %	Содержание FeO в породе
1. Пикритовый габбро-долерит, Черногорская интрузия, обр. 62-671						
Плагиоклаз	19,83	Не опр.	—	—	—	—
Сумма пироксенов	23,38	4,86	1,14	13,49	—	—
Оливин	41,37	9,30	3,85	45,57	—	—
Титаномагнетит	3,86	30,84	1,19	14,08	—	—
Ильменит	0,13	47,40**	0,06	0,71	—	—
Пирротин	0,87	78,50*	0,68	8,05	—	—
Халькопирит	0,52	39,30*	0,21	2,48	—	—
Биотит	3,12	15,00**	0,47	5,56	—	—
Вторичные минералы	6,92	Не опр.	—	—	—	—
Сумма	100,00		7,60	89,94	14,79	8,45
2. Пойкилолитовый габбро-долерит, Кайерканская интрузия, обр. 62-1047						
Плагиоклаз	47,84	Не опр.	—	—	—	—
Моноклинный пироксен	30,70	10,66	3,27	33,03	—	—
Оливин	10,79	43,00*	4,64	46,88	—	—
Титаномагнетит	3,12	39,79	1,24	12,52	—	—
Ильменит	2,54	38,92	0,99	10,00	—	—
Пирротин	0,05	78,50*	0,04	0,40	—	—
Халькопирит	0,11	39,30	0,04	0,40	—	—
Вторичные минералы	4,85	Не опр.	—	—	—	—
Сумма	100,00		10,22	103,23	22,52	9,90
3. Габбро-пегматит, Падунская интрузия, обр. 59-6						
Плагиоклаз	45,72	Не опр.	—	—	—	—
Моноклинный пироксен	28,87	16,56	4,76	35,45	—	—
Оливин	0,84	56,00*	0,47	3,50	—	—
Микропегматит	6,37	Не опр.	—	—	—	—
Титаномагнетит	8,14	41,31	3,33	24,80	—	—
Ильменит	3,98	39,25	1,56	11,62	—	—
Пирротин	0,03	78,50*	0,02	0,14	—	—
Халькопирит	0,26	39,30*	0,10	0,74	—	—
Вторичные минералы	5,80	Не опр.	—	—	—	—
Сумма	100,00		10,24	76,25	36,42	13,43

Таблица 31 (окончание)

Минерал	Содержание минерала	Содержание FeO в минерале	Вес. % FeO, приходящийся на минерал (от суммарного содержания FeO в породе)	Доля, приходящаяся на минерал, %	Доля, приходящаяся на рудные минералы окисного ряда, %	Содержание FeO в породе
4. Диорит-пегматит, Черногорская интрузия, обр. 62-655						
Плагиоклаз	40,84	Не опр.	—	—	—	—
Моноклинный пироксен	45,94	16,94	7,78	77,96	—	—
Титаномagnetит	6,88	27,60	1,89	18,94	—	—
Ильменит	1,33	38,92	0,52	5,21	—	—
Халькопирит	0,16	39,30*	0,06	0,60	—	—
Пирит	0,14	60,00*	0,08	0,80	—	—
Вторичные минералы	4,71	Не опр.	—	—	—	—
	100,00	—	10,33	103,51	24,15	9,98

* Содержание определено по оптическим данным.

** Содержание дано исходя из теоретической формулы.

титан, остающийся в расплаве, связывается в собственной минеральной фазе — ильмените. Таким образом, при внутрикамерной дифференциации толеитовой магмы в платформенных условиях, протекающей в закрытой для кислорода системе, кристаллизация титаномagnetитов переменного состава определяется главным образом режимом кислорода. Поскольку титаномagnetиты наиболее чутко реагируют на изменение концентраций титана в расплаве и концентрируют вместе с ильменитом основ-

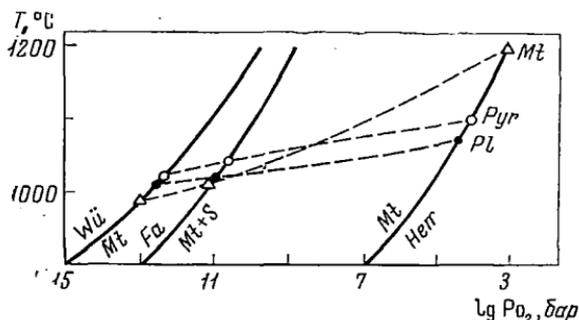


Рис. 28. Порядок кристаллизации минералов толеитового базальта в зависимости от давления кислорода (по Осборну, 1964)

Mt — магнетит; *Pyr* — пироксен; *Pl* — плагиоклаз. Сплошными линиями показана величина давления кислорода (в зависимости от температур), регулируемого различными буферами. Компоненты буфера: *Wü* — вюстит, *Mt* — магнетит, *Fa* — фаялит, *Sl* — кремнезем, *Hem* — гематит

ную его часть, можно сделать заключение о существенной роли давления кислорода в поведении титана.

Определенное значение в процессах концентрирования титана в поздних титаномагнетитах играют и температурные условия кристаллизации окиснорудных минералов. Это следует, в частности, из ряда экспериментальных исследований, проведенных в последние годы. Так, например, работами Тейлора (Taylor, 1963, 1964) установлено, что в шпинелевой (собственно титаномагнетитовой) серии системы $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$, крайними

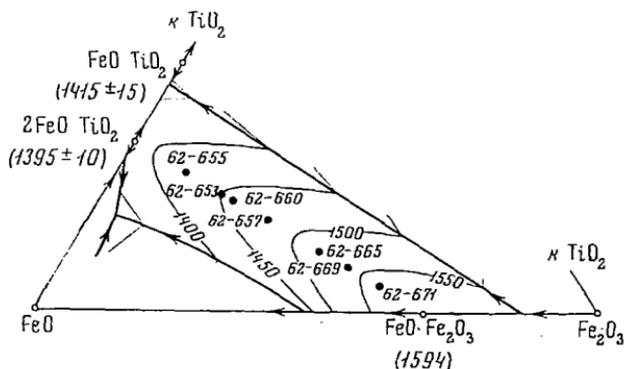


Рис. 29. Часть диаграммы плавкости системы $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (Taylor, 1963) с нанесенными точками составов первично-магматических титаномагнетитов Черногорской интрузии

Номера образцов титаномагнетитов соответствуют разновидностям пород в табл. 27

членами которой являются магнетит и ульвошпинель, температура ликвидуса уменьшается от 1594°C для первого до 1395°C для второго (Taylor, 1963), т. е. разница составляет почти 200°C . Последнее свидетельствует о том, что менее титанистые титаномагнетиты природных объектов кристаллизуются при более высоких температурах, чем более титанистые. Первично-магматические титаномагнетиты, например, из пикритов Черногорской интрузии с содержанием TiO_2 3,72% должны кристаллизоваться поэтому в «сухой» системе, согласно данным диаграммы плавности Тейлора (рис. 29) при 1570°C , а титаномагнетиты из диорит-пегматита (содержание TiO_2 — 21,24%) при 1425°C .

С позиций анализа температурных условий кристаллизации окиснорудных минералов хорошо объясняется также более поздняя кристаллизация ильменита по отношению к сосуществующему с ним титаномагнетиту. В самом деле, хотя температура кристаллизации ильменита в системе $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (Taylor, 1963) несколько выше ($1415 \pm 15^\circ\text{C}$), чем чистой ульвошпинели ($1395 \pm 10^\circ\text{C}$), ильмениты кристаллизуются всегда после минералов шпинелевой серии (титаномагнетитов), что обусловлено отсутствием в парагенезисах магматических минералов чистой ульвошпинели.

Как показано выше, первично-магматические титаномагнетиты траппов представляют собой магнетит-ульвошпинелевые твердые растворы, причем максимальное содержание ульвошпинелевой составляющей в них не превышает 82% (см. табл. 27). Поскольку температура плавления чистого магнетита 1594°C , природные титаномагнетиты должны кристаллизоваться несколько раньше ильменитов ($T_{\text{пл}} = 1415^{\circ}\text{C}$). Это отчетливо видно на диаграмме плавности системы $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (см. рис. 29), где на изотермы шпинелевой серии нанесены составы первичных титаномагнетитов Черногорской интрузии. Даже самый титанистый титаномагнетит, содержащий 81,53 мол.% ульвошпинели (обр. 62-655, диорит-пегматит), будет кристаллизоваться в этой системе при 1425°C , т. е. раньше «чистого» ильменита (1415°C).

Таким образом, изменение температурных условий в ходе дифференциации траппового расплава способствует, как и уменьшение давления кислорода, накоплению титана в остаточном расплаве. Это обусловлено относительной низкотемпературностью минеральных фаз, концентрирующих титан, — ильменитов, а также титаномагнетитов с повышенным содержанием TiO_2 .

Полученные выводы по изменению концентраций титана в титаномагнетитах генетически связанных серий траппов, аналогичные таковым в других сериях базальтоидов (Vincent, Phillips, 1954; Богатиков, Лебедев, 1965), находятся в противоречии с геологическим термометром Баддингтона (Buddington, Lindsley, 1964) и ставят под сомнение возможность его применения (Альмухамедов, 1968). Несоответствие результатов интерпретации температур формирования пород с помощью метода, предложенного А. Ф. Баддингтоном, и другими методами кроется, вероятнее всего, в неравновесности сосуществующих титаномагнетитов и ильменитов в магматических породах в отличие от условий эксперимента в системе $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$.

ВАНАДИЙ

Содержание ванадия в породах дифференцированных интрузий колеблется в значительных пределах от $11 \times 10^{-4}\%$ в гранофирах Анакитской интрузии до $890 \times 10^{-4}\%$ в феррогаббро Аламджахской интрузии (см. табл. 10). Дисперсия содержаний ванадия в сериях недифференцированных долеритов заметно ниже: $(140 - 330) \times 10^{-4}\%$ (см. табл. 9). Последнее свидетельствует о том, что процессы докамерной дифференциации трапповой магмы не приводят к значительному перераспределению элемента. В то же время намечается тенденция увеличения концентраций ванадия в более железистых расплавах эффузивной и интрузивной фаций траппов. Это подтверждается, например, средними цифрами содержаний ванадия в интрузиях различной магнезиальности — железистости: магнезиальные интрузии норильского типа харак-

теризуются низкими концентрациями ванадия $[(40-50) \times 10^{-4}\%]$ по сравнению с более железистыми $[(370 \times 10)^{-4}\%$ для западного комплекса Аламджакхской интрузии].

Однако различие содержания ванадия в исходном расплаве практически не влияет на его дальнейшую геохимическую историю. Независимо от среднего содержания элемента в интрузирующей порции магмы его поведение при дифференциации *in situ* характеризуется одними и теми же особенностями.

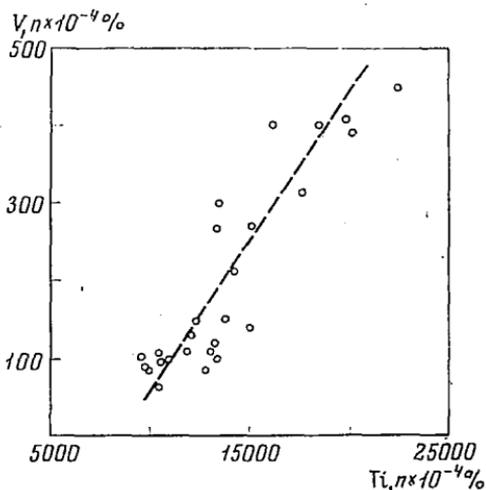


Рис. 30. Зависимость содержания ванадия от содержания титана в породах дифференцированных траппов

Наиболее высокие содержания элемента свойственны железистым породам верхних структурных горизонтов интрузий (габбро-пегматиты, феррогаббро и др.), минимальные приурочены к магниезиальным дифференциатам, расположенным в приподожвенных частях массивов (см. табл. 10, рис. 20). При этом большие дисперсии концентраций ванадия характерны для глубокодифференцированных интрузий норильского и аламджакского типов.

Особенности распределения ванадия аналогичны, таким образом, распределению титана, что особенно наглядно видно на рис. 30. Это определяется близостью свойств этих элементов и их ионов (Goldschmidt, 1954) и находит отражение не только в одинаковом характере их распределения в породах, но также в одинаковых связях в минеральных фазах дифференцированных траппов. Рассмотрим распространенность ванадия в главных породообразующих минералах на примере Черногорской интрузии, имея в виду, что в массивах других типов не наблюдается принципиальных отличий (Нестеренко, Смирнова, 1964; Корнаков и др., 1965).

Распределяется ванадий как среди силикатных минералов, так и среди окиснорудных, однако наиболее высокие содержания его характерны для последних (см. табл. 27, 28). Из силикатных минералов большие концентрации ванадия свойственны

моноклинным пироксенам [до $(630 \times 10)^{-4}\%$ табл. 25)], минимальные — плагиоклазам (не более $10 \times 10^{-4}\%$).

Специфика распределения ванадия по минеральным фазам позволяет сделать вывод, что концентраторами и носителями элемента, как и для титана, являются окисно-рудные минералы. Причем большую роль в этом отношении играют титаномагнетиты, что обусловлено большей их распространенностью и более высоким содержанием в них ванадия по сравнению с ильменитом (см. табл. 27, 28). Для Черногорской интрузии наблюдается тенденция уменьшения концентраций ванадия в ильменитах, и, напротив, увеличения в титаномагнетитах при переходе от ранних по времени кристаллизации пород к поздним. Это обусловлено различными условиями кристаллизации окисно-рудных минералов. В то время, как ильмениты характеризуются стабильностью своего состава, независимо от положения породы в разрезе интрузии, титаномагнетитам свойственно, как показано выше, изменение химизма: в более магнезиальных породах титаномагнетиты менее титанистые, в более железистых — более титанистые, причем содержание TiO_2 в титаномагнетитах изменяется довольно существенно, от 3,72% в пикритовых габбро-долеритах до 21,24% в диорит-пегматитах. Увеличение концентраций титана в более поздних титаномагнетитах обусловлено увеличением в них роли ульвошпинелевой составляющей.

Поскольку ванадий следует за титаном (см. рис. 30), можно сделать заключение, что понижение температуры кристаллизации пород и, соответственно, титаномагнетитов, в них находящихся, способствует вхождению ванадия так же, как и титана, в кристаллическую решетку этих минералов.

Однако более интенсивное вхождение ванадия в титаномагнетиты железистых, относительно низкотемпературных пород может быть обусловлено не только снижением температуры кристаллизации последних. Определенную роль в этом отношении играет и характер изменения парциального давления кислорода в процессе дифференциации. Как показано выше (см. табл. 7), начальные этапы становления интрузий характеризуются более высокими давлениями кислорода. В связи с этим в титаномагнетитах более интенсивно связывается Fe^{3+} . По мере снижения P_{O_2} к концу процесса Fe^{3+} замещается на Fe^{2+} , что «требует» вхождения в решетку титаномагнетитов высоковалентных катионов, в частности ванадия (как и титана) по схеме: $3Fe^{3+} \rightarrow 2Fe^{2+}, V^{5+}$.

Специфика вариаций содержания исследуемого элемента в ильменитах обусловлена, по-видимому, следующим. В связи с тем, что титаномагнетиты кристаллизуются раньше сосуществующих с ними ильменитов, а силикатные минералы содержат значительно меньшие количества ванадия, можно допустить, что после насыщения ванадием титаномагнетитов при данных условиях температуры и давления летучих, в частности кислорода,

остаточное количество элемента связывается главным образом в ильменитах, где V^{5+} изоморфно замещает Ti^{4+} .

Поскольку в ранние титаномагнетиты вхождение ванадия затруднено, в относительно высокотемпературных породах ильмениты характеризуются более высокими концентрациями элемента. По мере же снижения температуры кристаллизации и уменьшения парциального давления кислорода изоморфная емкость титаномагнетитов в отношении ванадия увеличивается, а на долю ильменитов приходится все меньшее и меньшее его количество (см. табл. 28).

В темноцветных силикатных минералах, как и в титаномагнетитах, наблюдается отчетливое увеличение концентраций ванадия при переходе от наиболее магнезиальных пород к железистым. Например, в пироксенах из пикритовых габбро-долеритов концентрация ванадия равна 33×10^{-4} , в то время как в этом же минерале из диорит-пегматита содержание элемента увеличивается до $630 \times 10^{-4}\%$ (см. табл. 25). В значительной мере это обусловлено увеличением железистости темноцветных минералов в направлении к породам более поздних этапов дифференциации. В то же время определенное значение здесь может иметь загрязнение силикатов окисно-рудными минералами, содержание которых увеличивается в этом же направлении (см. табл. 26). Возможность влияния такого загрязнения проанализирована нами выше на примере титана в пироксенах из Скергардской дифференцированной интрузии (Гренландия). Поскольку же разработанных методик фазового анализа на ванадий не существует, в настоящей работе вопрос о вхождении элемента в силикатные минералы подробно не рассматриваются. Вместе с тем приведенные данные по особенностям распределения ванадия в породах и минералах дифференцированных траппов позволяют все же наметить основные закономерности поведения элемента: ванадий накапливается в породах поздних этапов дифференциации расплава и концентрируется главным образом в окиснорудных минералах — титаномагнетите и ильмените.

Специфика поведения ванадия обусловлена кристаллизацией исходного расплава в условиях закрытой для кислорода системы и «склонностью» V^{5+} более интенсивно связываться в относительно низкотемпературных титаномагнетитах.

НИОБИЙ, ТАНТАЛ

Среднее содержание ниобия в недифференцированных траппах равно $3,2 \times 10^{-4}\%$, тантала — $0,46 \times 10^{-4}\%$ (Знаменский и др., 1965; Нестеренко и др., 1971). Колебания в значениях элементов находятся в узких пределах, подчеркивая однородность долеритов Сибирской платформы (табл. 9).

При содержании тантала, равном кларку, концентрация ниобия в траппах заметно ниже, как в сравнении со средним значением для основных пород (Виноградов, 1962), так и по отношению к габбро и долеритам различных регионов. В последнем случае большинство значений концентраций ниобия, включая долериты Антарктики, находятся на уровне $(10-80) \times 10^{-4}\%$ (Parker, Fleischer, 1968). В то же время в габбро Кокчетавского поднятия, а также в габбро и тоналитах Южно-Калифорнийского поднятия содержание элемента близко траппам Сибири $[(4,7-7) \times 10^{-4}]$. Таким образом, пониженные содержания ниобия в долеритах Сибирской платформы не являются исключением; в этом отношении они имеют аналогов и в других регионах.

В процессе камерной дифференциации траппов распределение и поведение ниобия и тантала находится в прямой связи с составом магматического расплава и зависит от характера становления интрузий.

Средние содержания ниобия и тантала в Падунской и Аламджахской интрузиях (см. табл. 10) близки между собой $[(2,6-3,2) \times 10^{-4}\%$ Nb и $(0,4-0,6) \times 10^{-4}\%$ Ta] и отвечают их концентрации в недифференцированных траппах. Для Черногорской интрузии отмечается несколько пониженное содержание ниобия $(1,8 \times 10^{-4}\%)$ при значениях тантала, типичных для траппов в целом $(0,4 \times 10^{-4}\%)$. Учитывая, однако, низкую концентрацию тантала в пикритовых долеритах этого массива (см. табл. 10), можно думать, что с увеличением магнезиальности интрузий содержание не только ниобия, но и тантала должно несколько снижаться. Это снижение, по-видимому, незначительное, находится в пределах ошибки метода и потому анализом не улавливается.

В процессе камерной дифференциации близкий по механизму характер эволюции расплава предопределяет сходство в поведении ниобия и тантала при становлении интрузий. В любом случае минимальные содержания элементов отмечаются в наиболее ранних и наиболее магнезиальных дифференциатах интрузий (пикритовые и троктолитовые долериты). В конечных, наиболее кислых продуктах дифференциации концентрация ниобия и тантала возрастает. Это изменение находится в прямой связи со степенью дифференциации магмы; оно максимально в Черногорской и Аламджахской интрузиях и минимально — в Падунской.

Характерно, что в этом процессе тантал в отличие от ниобия ведет себя сравнительно инертно. Во всех типах интрузий для него отмечается только двух-трехкратное изменение содержания при 6—15-кратном накоплении ниобия в остаточных магмах (Аламджахская и Черногорская интрузии). В связи с этим отношение указанных элементов закономерно возрастает от троктолитовых и пикритовых долеритов в направлении габбро-пегматитов и гранофиринов (Nb/Ta от 1,8 до 14,4; см. рис. 31). Максимальных значений абсолютное содержание ниобия и Nb/Ta отношение до-

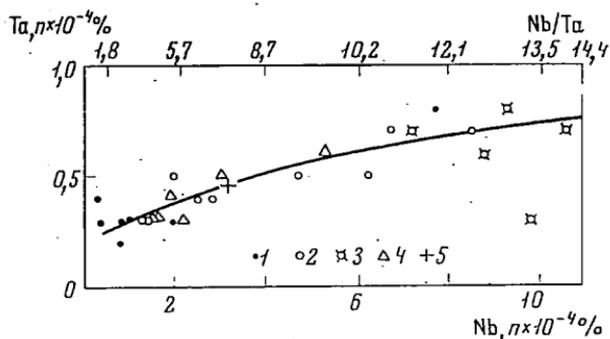


Рис. 31. Соотношение концентраций ниобия и тантала в породах дифференцированных траппов

1 — Черногорская интрузия; 2 — Аламджахская интрузия; 3 — кислые дифференциаты Аламджахской интрузии; 4 — Падунская интрузия; 5 — точка, соответствующая средним концентрациям ниобия и тантала в траппах

стигает в гранофирах ($Nb = 9,1 \times 10^{-4} \%$, $Nb/Ta = 16,7$; см. табл. 10, рис. 31).

Специфика распределения ниобия и тантала в изверженных горных породах объясняется преимущественно геохимической близостью этих элементов с титаном (Gottfried et al., 1968). Это, по-видимому, справедливо при рассмотрении явлений кристаллизации расплава, где ниобий и тантал во всех известных случаях полностью связывается в титановых минералах или силикатных минералах, содержащих титан. В нашем случае это будут титаномагнетит, ильменит, пироксен, биотит и в гранофирах — сфен. Однако в процессе дифференциации расплава подобная связь не столь тесная. Если Падунская интрузия является примером накопления всех трех элементов в направлении к остаточной магме (габбро-пегматиты), то в Аламджахской и Черногорской интрузиях эта закономерность не прослеживается.

Для Аламджахской интрузии типично последовательное накопление трех элементов до стадии образования феррогаббро. Последующее развитие процесса (образование гранофилов) сопровождается дальнейшим увеличением концентрации ниобия и тантала при одновременном снижении содержания титана (рис. 32, 33). Примерно такая же, но менее отчетливая тенденция наблюдается и для Черногорской интрузии где габбро-диориты (обр. 62-651) практически попадают в поле гранофилов.

Объяснение указанной специфики может быть дано, исходя из представлений Рингвуда (Ringwood, 1955), который вслед за В. М. Гольдшмидтом и А. Е. Ферсманом пришел к выводу о присутствии высоковалентных элементов в расплаве в форме кислородных комплексов. Этот вывод согласуется с экспериментальными данными, в частности по силикатным шлакам, которые свидетельствуют о том, что не только кремнезем, но также ванадий,

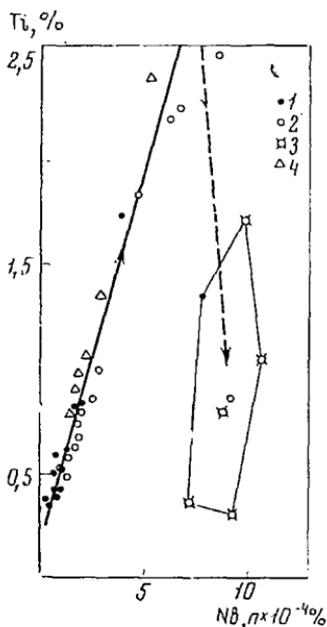


Рис. 32. Зависимость между концентрациями титана и ниобия в дифференцированных траппах

Условные обозначения см. на рис. 31

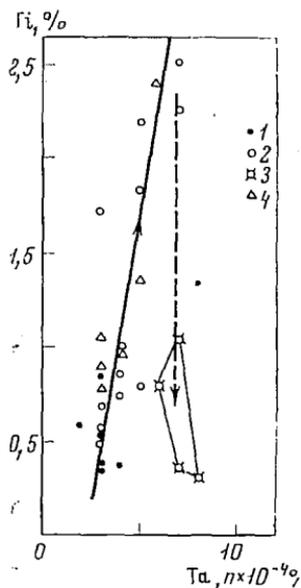


Рис. 33. Зависимость между концентрациями титана и тантала в дифференцированных траппах

Условные обозначения см. на рис. 31

ниобий, титан и цирконий присутствуют в расплаве в форме сложных кислородных комплексов (Есин, Гельд, 1966).

В магматическом расплаве комплексы ниобия и тантала, находящиеся в динамическом равновесии с другими структурными единицами, имеют различную степень диссоциации, но в целом диссоциированы меньше, чем комплексы титана. Причина такого различия заключается в более высоких ионных потенциалах для последних в сравнении с титаном (см. табл. 48). Поэтому частично тантал и ниобий, например, в комплексах типа NbO_3^- и TaO_3^- могут изоструктурно входить в состав кристаллизующихся титаномагнетитов и ильменитов. Однако в силу более высокой степени ассоциации, возможно до комплексов NbO_6^{7-} и TaO_6^{7-} (Goldschmidt, 1954), тантал и ниобий в значительной степени остаются в расплаве и накапливаются в остаточной магме, где практически нацело связываются в сфенах.

В траппах Сибирской платформы оба элемента имеют повсеместную распространенность, причем их содержание колеблется в узких пределах $(90-150) \times 10^{-4}\%$ Zr и $(4-7) \times 10^{-4}\%$ Hf (см. табл. 10).

Средняя концентрация циркония ($120 \times 10^{-4}\%$) практически идентична среднему содержанию элемента в основных породах (Виноградов, 1962). Для гафния среднее значение в траппах ($5,5 \times 10^{-4}\%$) заметно выше данных А. П. Виноградова (1962) и ближе к содержанию элемента в долеритах Тасмании (Gottfried et al., 1968) и Скергардской интрузии (Brooks, 1969), хотя несколько их и превосходят (Нестеренко и др., 1971).

В дифференцированных интрузиях среднее содержание циркония и гафния, соответствующие исходной концентрации элементов в расплаве, различно. Для Аламджакской и Падунской интрузий оно отвечает среднему по траппам, в более магниальной Черногорской — тот и другой элемент имеет пониженную концентрацию (см. табл. 10).

Поведение циркония и гафния в процессе камерной дифференциации и изменение их соотношений во многом аналогично ниобию и танталу. Для обоих элементов характерны минимальные концентрации в наиболее основных для каждой интрузии породах [пикриты — $10 \times 10^{-4}\%$ Zr, $2 \times 10^{-4}\%$ Hf; троктолитовые долериты $(26-39) \times 10^{-4}\%$ Zr] и последовательное увеличение содержания к концу процесса (см. табл. 10). Максимальные количества циркония и гафния типичны для габбро-пегматитов, габбро-диоритов и особенно для гранофигов (570×10^{-4} Zr и $15 \times 10^{-4}\%$ Hf).

Однако степень концентрации элементов в остаточных магмах различна. Если содержание циркония в конечных дифференциатах возрастает в 16—20 раз, то для гафния отмечается лишь трех-пятикратное увеличение в габбро-диоритах и гранофирах.

Эта черта поведения элементов приводит не только к абсолютному, но и к относительному накоплению циркония в остаточных магмах, что в свою очередь приводит к последовательному увеличению Zr/Hf отношения к концу процесса дифференциации интрузий. Если в начальных продуктах кристаллизации расплава отношение элементов равно значению 14 (и даже ниже), то в остаточных магмах оно достигает 43 (рис. 34).

Полученные результаты имеют принципиальное значение, поскольку в вопросе о степени накопления циркония и гафния в процессе камерной дифференциации расплава имеются противоречивые мнения. Так, если Брукс (Brooks, 1969) на примере Скергардской интрузии показал тенденцию в поведении элементов аналогичную дифференцированным траппам, то Готтфрид и др. (Gottfried et al., 1968) при изучении долеритов Тасмании и силла Дилсбург пришли к противоположному выводу.

Результаты наших исследований на примере интрузий различного состава и степени дифференциации в сочетании с данными Брукса позволяют считать, что в процессе камерной дифференциации, по крайней мере толентовой магмы, цирконий интенсивнее гафния накапливается к концу процесса и в связи с этим Zr/Hf отношение в различной степени, но последовательно, увеличивается к остаточным магмам.

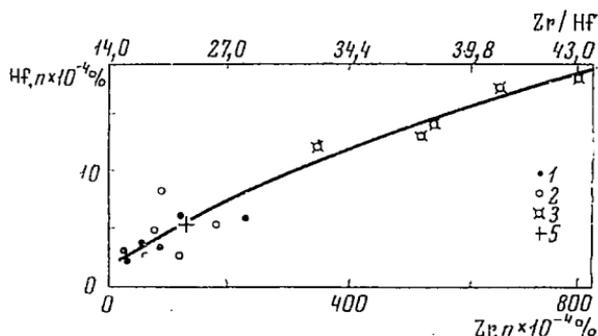


Рис. 34. Соотношение концентраций циркония и гафния в породах дифференцированных траппов

Условные обозначения см. на рис. 31

Минералогическое изучение долеритов Сибирской платформы показывает, что практически во всех интрузиях присутствует циркон (Надеждина, 1961). Иначе говоря, в трапповой магме цирконий и гафний присутствуют в катионной форме (Zr^{4+} и Hf^{4+}) в количествах, достаточных для образования акцессорного минерала этих элементов практически на всех стадиях магматического процесса.

Наряду с катионной формой оба элемента могут присутствовать в расплаве и в форме кислородных комплексов. Более того, эта форма циркония (и гафния) является, по-видимому, главной в основных магмах, на что указывает не только 10—15-кратное накопление элемента в остаточных расплавах, т. е. отсутствие значительного количества катионной формы элемента с более интенсивным образованием циркона, но и распределение элемента по пороодообразующим минералам. Так, согласно данным Брукса (Brooks, 1969), единственным минералом-концентратором циркония в Скергардской интрузии (аналог Аламджакской) является ильменит $[(300—500) \times 10^{-4} \% Zr]$; в титаномагнетите и пироксене концентрация элемента минимальна ($\sim 10 \times 10^{-4} \% Zr$). Как и в траппах Сибирской платформы, циркон здесь присутствует в акцессорных количествах практически во всех породах.

Это показывает, что главной формой присутствия циркония (и гафния) в расплавах основного состава является анион ZrO_3^{2-} , способный к замещению изоструктурных групп TiO_3^{2-} в кристал-

Рис. 35. Зависимость между количеством ильменита и содержанием циркония в породах дифференцированных траппов

Условные обозначения см. на рис. 31

лизующихся ильменитах. Для интрузий Сибирской платформы эта зависимость выражается в четкой корреляции содержания циркония с количеством ильменита практически во всех породах (рис. 35).

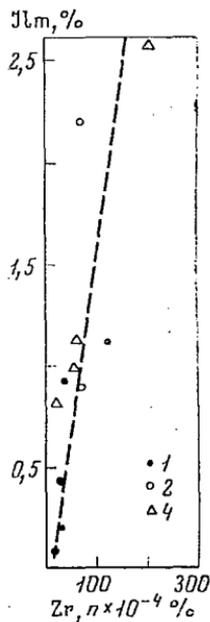
Однако тесная связь циркония с ильменитом не означает его идеального изоморфизма в данном минерале. Например, отношение $Zr \times 100 / Ilm$ в породах Аламджахско-ко массива, исключая гранофиры, находится в пределах 0,4—0,5; в то же время по средним содержаниям в интрузии оно равно 1,06. Иначе говоря, на единицу объема ильменита в породах приходится значительно меньше циркония по сравнению с их условным соотношением в расплаве.

Это обстоятельство, по-видимому, объясняется значительным различием размеров радиусов центральных катионов в кислородных комплексах (титан-цирконий 36%), что затрудняет изоморфное вхождение последнего в ильмениты (Ringwood, 1955). В связи с этим при дифференциации магмы цирконий (и гафний) в ощутимых количествах остаются в расплавах и последовательно накапливаются в остаточных магмах. Здесь оба элемента активно связываются в цирконе, концентрация которого при раскислении траппов в соответствии с данными Е. Д. Надеждиной (1961) возрастает в тысячи раз (от единичных знаков в неэлектромагнитной фракции нормальных траппов до 1,5 и даже 3 в более кислых разновидностях пород).

УРАН

Основные черты геохимии урана в траппах приводятся главным образом по результатам исследования В. Л. Масайтиса и др. (1966), которые изучили поведение элемента в эффузивном и интрузивном процессе на представительном материале.

Среднее содержание урана в трапповой формации сибирской платформы с учетом распространенности интрузивных и эффузивных образований, а также возрастных групп пород равно $0,62 \times 10^{-4} \%$. Это значение выше содержаний, полученных Хейером и др. (Heier, Rogers, 1963; Heier et al., 1964) для толлитовых



пород Южной Африки, Японии, Гавайских островов, и несколько ниже содержания элемента в Гавайских щелочных оливиновых базальтах. Оно близко среднему содержанию урана в основных породах, по А. П. Виноградову (1962), и практически идентично значению элемента для «Коры океанического типа», по Тейлору (Taylor, 1964).

Эффузивные траппы имеют широкий спектр концентраций урана: максимальные содержания элемента превышают минимальные в шесть раз (табл. 32). Преобладающий тип эффузивных траппов — базальты — характеризуются низкими и сравнительно устойчивыми концентрациями урана, $(0,5—0,8) \times 10^{-4}$.

Таблица 32. Содержание урана в эффузивных траппах Сибирской платформы (Масайтис и др., 1966 г.)

Свита, мезоцикл	Порода	Число анализов	U, $n \times 10^{-10}\%$	K ₂ O, %	Na ₂ O, %
Среднепалеозойские эффузивы					
Аппанская свита, Д ₂	Базальты	4	0,52	—	—
Кучугунурская свита, Д ₃	»	5	0,46	—	—
Хайалахская свита, Д ₃	»	20	0,57	—	—
Наманчинская свита, Д ₂₋₃	Трахибазальты	4	1,65	—	—
	Трахиандезиты	2	1,30	—	—
	Трахиты	2	3,00	—	—
Верхнепалеозойские — нижнемезозойские эффузивы					
I триасовый мезоцикл	Толентовые и андезитовые базальты	29	1,57	0,9	2,2
II триасовый мезоцикл	Океаниты	2	0,5	0,7	1,7
	Толентовые базальты	9	1,0		
	Оливиновые и оливин-плагиофировые базальты	4	1,0		
III триасовый мезоцикл	Толентовые базальты	15	0,72	0,4	2,0
IV триасовый мезоцикл	»	21	0,59	0,4	2,0
	Оливиновые и оливин-плагиофировые базальты	4	0,80		
V триасовый мезоцикл	Толентовые базальты	8	0,77	0,5	2,2

С увеличением содержания щелочей концентрация элемента в породах возрастает. Качественно это хорошо отмечается для среднепалеозойских эффузивов, где в ряду базальт — трахит содержание урана возрастает от $0,46 \times 10^{-4}$ до $3 \times 10^{-4}\%$. Для верхнепалеозойских базальтов эта закономерность проявляется в виде прямой зависимости распределения урана и калия (Масайтис и др., 1966).

В интрузивных недифференцированных траппах, представленных в основной массе долеритами и габбро-долеритами, со-

держание урана стабильно и отвечает значениям в базальтах $(0,45—0,76) \times 10^{-4}\%$. В этот же интервал попадают тешиниты и габбро-тешиниты. Кварцсодержащие габбро-долериты имеют повышенную концентрацию урана, $(1,1—1,45) \times 10^{-4}\%$, максимальное содержание элемента типично для трахидолеритов — $2,6 \times 10^{-4}\%$.

Во взаимосвязанных сериях габбро-долеритов распределение урана хорошо увязывается с изменением химизма пород. Во всех случаях содержание урана закономерно возрастает от более основных к более кислым разностям пород одного и того же магматического комплекса. Эта закономерность, выраженная графически, показывает прямую зависимость распределения урана и суммы щелочей (Масайтис и др., 1966).

Камерная дифференциация трапповой магмы приводит к последовательному накоплению урана к концу процесса с максимальной концентрацией элемента в наиболее кислых породах, имеющих повышенное содержание щелочей. В этом отношении процессы дифференциации расплава *in situ* результативно близки процессам докамерной дифференциации. Однако абсолютные значения и распределение элемента в стратифицированных сериях пород дифференцированных интрузий находится в прямой связи с исходным составом и степенью дифференциации расплава. Так, если в траппах ангарского типа отмечается лишь двукратное увеличение содержания элемента в конечных продуктах дифференциации, то для интрузий аламджахского типа, претерпевших более интенсивную дифференциацию, содержание урана в гранофирах возрастает в 4 раза.

Следует подчеркнуть, что в норильских интрузиях несмотря на значительную их дифференциацию отмечаются низкие абсолютные содержания и незначительное накопление урана к концу дифференциации (пикритовые долериты — $0,32 \times 10^{-4}\%$, габбро-долериты — $0,76 \times 10^{-4}\%$), что, по-видимому, объясняется магниезальным исходным составом расплава, обедненным этим элементом.

Распределение урана коррелируется с калием и, в отличие от эффузивных пород, с натрием. Зависимость содержания урана от содержания калия четко прослеживается не только в траппах Сибирской платформы, но, по-видимому, является общей закономерностью, типичной для дифференциации толеитовой магмы. Например, для дифференцированных долеритов Тасмании Хейер и др. (Heier et al., 1965) установили прямую зависимость распределения урана и калия с отношением $U \times 10^{-4}/K = 1,25$.

По-видимому, зависимость элементов, близкая к единице, не будет универсальной для процесса дифференциации магмы, несмотря на то что она прослеживается на ряде интрузий (Рэд Хилл, Дулут, Южно-Калифорнийский батолит; Heier et al., 1963, 1965). Е. С. Ларсен и др. (1958) отмечают, что «диапазоны содержания урана в крайних группах дифференциации — габбро

и гранитах почти не перекрываются между собой ни в одной из магматических серий».

Различное соотношение урана и калия типично и для траппов Сибирской платформы. Например, для аламджахского типа интрузий в сравнении с магнезиальным норильским характерно не только более высокое содержание урана, что определяется составом расплава, но и более интенсивное его накопление в конечных продуктах дифференциации. Кроме того, с возрастанием калия накопление урана может замедляться и зависимость элементов будет отклоняться от прямолинейной. Эта тенденция прослеживается также в долеритах Грейт Лейк, Тасмания (Heier et al., 1965).

В отличие от других элементов распределение и характер связи урана в минералах магматических пород очень специфичны. Например, во взаимосвязанной серии пород дифференцированного Южно-Калифорнийского батолита элемент преимущественно связан с породообразующими минералами: в габбро на 96%, в тоналитах на 90%, в гранитах на 95% (Ларсен и др., 1955).

В основных породах главная масса урана (около 80%) приходится на плагиоклаз (табл. 33), в тоналитах и гранитах элемент более или менее равномерно распределен между кварцем, плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом и мусковитом (14—33% от общего содержания в породе).

Таблица 33. Содержание урана в минералах из габбро Южно-Калифорнийского батолита (Ларсен и др., 1955)

Минерал	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание урана в минерале, $10^{-4}\%$	Кол-во урана, приходящегося на минерал (на 1 г породы)
Плагиоклаз	67	0,32	0,21
Роговая обманка	10	0,26	0,03
Гиперстен	2	0,01	—
Оливин	18	0,01	0,02
Магнетит	1	0,6	0,01
Среднее			0,25

Примечание. Общее содержание урана в породе 0,16.

В указанной серии пород на долю акцессорных минералов, включая магнетит, приходится не более 10% урана, несмотря на высокие его концентрации в цирконе и сфене и монаците: $(2500—2600) \times 10^{-4}\%$ в гранитах и $(290—360) \times 10^{-4}\%$ в тоналите. Это объясняется низким (тысячные доли процента) содержанием акцессориев в породах Южно-Калифорнийского батолита.

С увеличением содержания в гранитоидах циркона, ортита и сфена (0,2—0,6%) доля урана, связанного с аксессуарными минералами, возрастает до 40—60% от общего содержания элемента в породе (Таусон, 1961). Таким образом, даже при высоких содержаниях в породах аксессуариев не менее 40—50% урана связано с породообразующими минералами.

Изучение форм связи урана в изверженных породах показало, что для него характерна как изоморфная, так и рассеянная формы вхождения в породообразующие и аксессуарные минералы (Таусон, 1961; Ларсен и др., 1955).

В соответствии с размерами радиусов ионов четырехвалентный уран ($r_i=1,05 \text{ \AA}$) может замещать редкие земли, иттрий ($r_i=1,06 \text{ \AA}$), торий ($r_i=1,10 \text{ \AA}$) и в меньшей степени цирконий ($r_i=0,82$). Наиболее вероятен изоморфизм урана с иттрием по схеме: $2Y^{3+} \rightarrow U^{4+}, Ca^{2+}$.

Таким образом объясняется присутствие урана в аксессуарных минералах изверженных пород, имеющих высокое содержание редкоземельных элементов. Это, по-видимому, справедливо также для апатита, циркона и сфена из траппов Сибири, в которых отмечаются повышенные концентрации редких земель и урана (табл. 34).

Таблица 34. Содержание редкоземельных элементов, иттрия и урана в аксессуарных минералах Сибирской платформы ($n \cdot 10^{-4}\%$, по Надеждиной, 1961)

Порода	№ проб	TR*	Y	U
Апатит				
Микродолерит	8/56	300	500	—
Габбро-долерит	10/56	250	Нет	—
Диорит-пегматит	11/56	2000	5 000	—
»	15a/56	2500	10 000	—
»	156/56	1500	1 000	—
»	30/56	1000	10 000	—
Гранофир	33/56	1500	1 000	—
Циркон				
Диорит-пегматит	30	—	5 000	500
»	31	—	10 000	500
»	15	—	30 000	2 000
»	32	—	20 000	20 000
Гранофир	34	—	20 000	1 000
Сфен				
Гранофир	—	—	1 000	—

Определен La, Ce, Nd.

Помимо изоморфной, уран в породах находится в форме молекулярного рассеяния, а также в виде равномерно распределенных микроскопических и субмикроскопических выделений (4—80 мк) урановых и уран-ториевых минералов окисного типа (Таусон, 1961). Эти формы выделения четырех- и шестивалентного урана не связаны кристаллохимически с порообразующими минералами, расположены на гранях роста, в интерстициях, дефектах роста минералов-носителей и легко выщелачиваются слабыми растворителями. Под действием 3,5%-ной соляной кислоты (Ларсен и др., 1955) и 5%-ного раствора углекислого аммония $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ в присутствии перекиси водорода (Таусон, 1961) из пироксена, амфибола, плагиоклаза и кварца уран извлекается на 70—100%.

В соответствии с приведенными данными соотношение изоморфного и рассеянного урана в породе полностью определяется количеством акцессорных минералов. При низких содержаниях акцессориев легкоподвижная форма молекулярного рассеяния или субмикроскопических выделений урановых минералов может составлять 80—96%. При повышенных содержаниях акцессорных минералов с ними связано в изоморфной форме до 75% урана породы.

Все вышесказанное позволяет считать, что в траппах Сибирской платформы уран преимущественно связан в легкоподвижной неизоморфной форме в силу незначительного содержания акцессориев в главной массе долеритов и габбро-долеритов. На это указывают также данные Е. С. Ларсена и др. (1955) по габбро Южно-Калифорнийского батолита, где элемент практически целиком связан в плагиоклазе (см. табл. 33).

Изоморфная форма урана может приобретать реальное значение только в конечных продуктах дифференциации магмы, где резко возрастает количество акцессорных минералов (апатит, сфен), достигающих в отдельных случаях 1—2% (щелочные габбро Аламджахской интрузии; Масайтис, 1958).

Именно этим обстоятельством с учетом высоких концентраций урана в акцессориях объясняется, по-видимому, увеличение разброса содержания элемента в габбро-пегматитах, габбро-диоритах и гранофирах (Масайтис и др., 1966) в сравнении с габбро-долеритами ранних стадий кристаллизации интрузий, где уран находится главным образом в легкоподвижной рассеянной форме.

Таким образом, изучение урана в изверженных породах показывает отсутствие для него кристаллохимических связей с порообразующими минералами и, как следствие, геохимических связей с любыми петрогенными элементами.

Зависимость между содержаниями урана и калия в дифференцированных интрузиях определяется общностью их поведения в процессе эволюции расплава. Оба элемента последовательно обогащают остаточные расплавы, показывая максимальные кон-

центрации в конечных продуктах дифференциации. Такое поведение элементов даже при отсутствии геохимических связей приводит к прямой корреляции урана не только с калием, но также с любым элементом, накапливающимся к концу процесса дифференциации расплава, например, с натрием или кремнием.

ЛИТИЙ, РУБИДИЙ

Содержание редких щелочей в траппах Сибири близко их содержанию в основных породах. Среднее содержание лития и рубидия $16 \times 10^{-4} \%$ для долеритов и соответственно 12×10^{-4} и $27 \times 10^{-4} \%$ для базальтов (Нестеренко, Фролова, 1965), что близко данным А. П. Виноградова (1962) и особенно Э. Л. Хорстмана (1959; $15 \times 10^{-4} \%$ Li и $30 \times 10^{-4} \%$ Rb). Распространенность лития и рубидия в траппах Сибирской платформы практически идентична, кроме того, долеритам Карру, что наряду с другими элементами подчеркивает однородность субстрата, давшего толеитовую магму платобазальтов.

Для лития характерно монотонное распределение во взаимосвязанной серии эффузивов (табл. 46) без заметного обогащения какого-либо типа пород.

Отношение Mg/Li, используемое для характеристики пород различного состава, измеряется величинами 2520 для долеритов и 2800 для базальтов, что отвечает отношениям этих элементов в габбро и базальтах практически всех районов земли.

Более низкое содержание лития в базальтах в сравнении с долеритами характерно не только для платформы в целом, но, по-видимому, типично и для небольших по площади территорий. Например, долериты Норильского района (С-1) содержат $26 \times 10^{-4} \%$ лития, а базальты (С-17) — $12 \times 10^{-4} \%$; долериты бассейна р. Тембенчи (С-15) — $15 \times 10^{-4} \%$ Li, базальты этого же района — $8 \times 10^{-4} \%$ (Нестеренко, Фролова, 1965). Отмеченная разница в содержаниях элемента незначительная, но отчетливая. Возможно, она является специфической особенностью любой взаимосвязанной серии интрузивных и эффузивных пород.

Отмеченный факт можно объяснить, исходя из работ А. Н. Гинзбурга (1957), а также О. Д. Ставрова и Е. Б. Знаменского (1961), в которых отмечена тесная связь лития и фтора в магматическом процессе. Л. В. Таусон (1961) на основании экспериментов В. И. Спицына предполагает связь лития с хлором. Сказанное позволяет думать, что пониженное содержание лития в базальтах по сравнению с долеритами, возможно, объясняется потерей магматическим расплавом при его излиянии на дневную поверхность вместе с газовой составляющей также и легколетучих галлоидов лития.

В дифференцированных интрузиях (см. табл. 10), как и во взаимосвязанной серии базальтов, литий показывает монотон-

ное распределение без заметного обогащения конечных продуктов дифференциации магмы, равно как и наиболее магнезиальных пород ранней стадии кристаллизации расплава.

Это наблюдение противоречит с выводами Штрокка (Strock, 1936), а также Уэйджера и Митчелла (Wager, Mitchell, 1951), которые отметили накопление лития к концу процесса дифференциации. По-видимому, указанное расхождение объясняется незначительными вариациями содержания лития в дифференцированных траппах, не выходящими за пределы ошибки метода.

По установившимся представлениям в изверженных породах литий ($r_i=0,78 \text{ \AA}$) связывается с магнием ($r_i=0,78 \text{ \AA}$) и железом ($r_i=0,83 \text{ \AA}$), с которыми он имеет близкий радиус иона. Не отрицая значения изоморфизма такого рода, мы тем не менее хотим подчеркнуть значение плагиоклазов как носителей лития. Наши данные показывают, что в магнезиальных интрузиях (Черногорская) с плагиоклазами связано до 40% элемента, а в интрузиях, близких по составу «среднему траппу» в плагиоклазах сконцентрировано до 80% лития (табл. 35). В связи с этим заслуживает внимания мнение Л. В. Таусона (1961), который вслед за А. Е. Ферсманом подчеркнул вероятность того, что «приуроченность лития к полевым шпатам и прежде всего к плагиоклазам обязана его геохимическим связям с натрием».

Резкое уменьшение количества лития, связанного с плагиоклазом из габбро-пегматитов (25%), габбро-диоритов и диорит-пегматитов (16%), объясняется, по-видимому, присутствием в этих породах амфибола и биотита, с которыми (особенно с биотитом) литий связывается наиболее активно (Таусон, 1961). В этом случае предполагается замещение литием магния по схеме: $2\text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Li}^+, \text{Al}^{3+}$.

Рубидий в магматическом процессе показывает четкую связь с калием. Для обоих элементов в породах наблюдается пропорциональное изменение содержания, что предопределяет их прямолинейную зависимость в интрузивном и эффузивном процессах.

Исходя из рис. 36, построенного по данным предыдущих исследований (Нестеренко, Фролова, 1965), среднее K/Rb отношение для траппов Сибирской платформы равно 280, что практически идентично определениям Хейера и Адамса (Heier, Adams, 1964) для базальтов (K/Rb=270) и близко среднему значению для основных пород (K/Rb=310), по Хорстману (1959).

Отношение K/Rb=280 остается постоянным для траппов с различным содержанием калия и рубидия, что согласуется с выводами других исследователей (Хорстман, 1959; Lessing et al., 1963; Гупп, 1965). Отклонения от этого значения укладываются в естественные колебания K/Rb отношений (150) для основных пород, связанные с ошибкой метода анализа (Хорстман, 1959).

В расслоенных интрузиях, независимо от их состава, наблюдается закономерное увеличение рубидия к концу процесса диф-

Таблица 35. Содержание лития и рубидия в плагиоклазах* дифференцированных интрузий Сибирской платформы

Порода	Содержание плагиоклаза в породе, вес. %	Литий				Рубидий			
		содержание в породе, п. 10 ⁻⁴ %	содержание в плагио-клазе, п. 10 ⁻⁴ %	колич. в плагио-клазе при пересчете на 1 г породы	% Li породы, приходящийся на плагио-клаз	содержание в породе, п. 10 ⁻¹⁰ %	содержание в плагио-клазе, п. 10 ⁻¹⁰ %	колич. в плагио-клазе при пересчете на 1 г породы	% Rb породы, приходящийся на плагио-клаз
Черногорская интрузия									
Габбро- и диорит-пегматиты (обр. 62-655)	40,84	26	10	4,1	16	33	60	24,5	74
Призматически-офитовые габбро-долериты (обр. 62-657 и 62-660)	42,55	12	10	4,2	35	19	35	14,9	79
	45,90	26	20	9,2	35	27	52	23,9	85
Офитовые, оливиновые габбро-долериты (обр. 62-655)	48,26	24	20	9,6	40	15	27	13,1	87
Пойкилоофитовые оливиново-биотитовые габбро-долериты (обр. 62-669)	50,27	35	23	11,6	33	15	20	10,6	71
Пикритовые долериты (обр. 62-671)	19,83	20	32	6,3	32	10	25	4,9	49
Кайерканская интрузия									
Пойкилоофитовые габбро-долериты (обр. 62-1025)	52,10	9	10	5,2	58	19	20	10,4	56
Габбро-пегматит (обр. 62-1031)	39,84	16	12	4,0	25	31	20	6,7	22
Призматически-офитовые габбро-долериты (обр. 62-1039)	49,30	10	15	7,4	74	15	22	10,8	72
Офитовые габбро-долериты (обр. 62-1043)	54,51	9	10	5,4	60	16	20	10,8	68
Пойкилоофитовые габбро-долериты (обр. 62-1047)	52,84	13	20	10,5	81	20	22	11,6	57

* Пределы содержания калия в плагиоклазах из долеритов Сибирской платформы 0,94—0,40%; среднее — 0,62%.

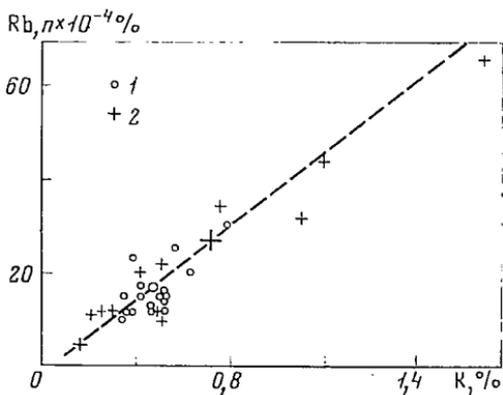


Рис. 36. Соотношение калия и рубидия в траппах Сибирской платформы.

1 — долериты; 2 — базальты. Более крупными значками обозначены точки, соответствующие средним величинам K/Rb отношений

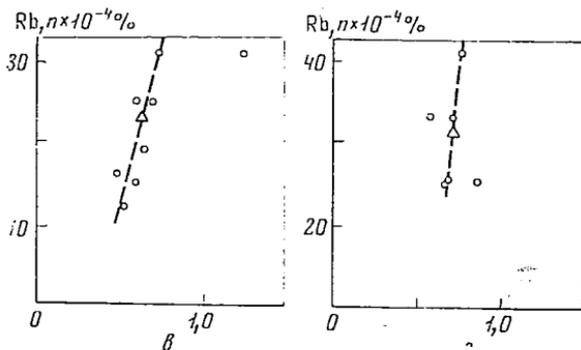
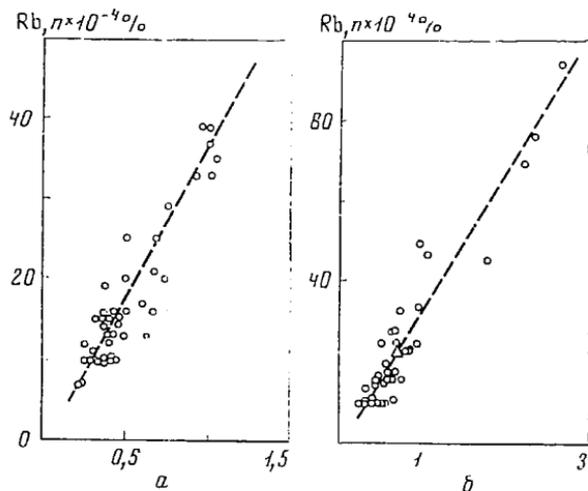


Рис. 37. Соотношение калия и рубидия в породах дифференцированных интрузий

а — Черногорская интрузия;
 б — Аламджаянская интрузия;
 в — Кайерканская интрузия;
 г — Падунская интрузия.
 Треугольниками обозначены средние величины отношения для интрузий

ференциации магмы с максимальным содержанием элемента в габбро и диорит-пегматитах, габбро-диоритах и особенно в гранофирах. В этом же направлении наблюдается возрастание содержания калия (табл. 36).

Как и для недифференцированных долеритов, а также базальтов, в данном случае отмечается прямая зависимость рубидия и калия (рис. 37). Однако в дифференцированных интрузиях отмечается преимущественное относительное накопление рубидия и в связи с этим происходит уменьшение K/Rb к концу процесса. Это наглядно видно из рис. 37, *a—г*, построенных по одиночным анализам. Кроме того, рисунки показывают различные масштабы изменения калий-рубидиевых отношений в дифференцированных траппах. Наиболее значительны они в Аламджахской интрузии ($K/Rb=330—210$), меньше — в Кайерканской (330—275) и Падунской (270—190) и практически отсутствуют в Черногогорской (300—280). Таким образом, с уменьшением железистости кристаллизующегося расплава дисперсия K/Rb отношений уменьшается, достигая практически постоянных значений в наиболее магнезиальных интрузиях.

Некоторое несоответствие числовых значений (см. табл. 36) с графическим анализом отношений калия и рубидия (см. рис. 37, *a—г*) объясняется недостаточным числом проб для отдельных горизонтов пород. Это относится к габбро-пегматитам Кайерканской интрузии и гранофирам Аламджахской интрузии, имеющим повышенные калий-рубидиевые отношения и охарактеризованным одной-двумя пробами. В обоих случаях полученные значения укладываются в пределы $\sigma K/Rb=150$.

Особое место занимают щелочные габбро Аламджахской интрузии, имеющие максимальное для траппов K/Rb отношение (560). Причина такой аномалии, вероятно, объясняется активным развитием автометасоматоза в данных породах (Масайтис, 1958). Как показали А. А. Беус и М. Т. Ойзерман (1965), в гранитах, подвергшихся послемагматическим изменениям наблюдается обратная корреляция калия и рубидия в отличие от неизменных разностей пород. По-видимому, и в нашем случае именно развитие автометасоматоза с интенсивной альбитизацией плагиоклаза при формировании щелочных габбро приводит к более интенсивному выносу из породы рубидия в сравнении с калием и в связи с этим к резкому возрастанию калий-рубидиевого отношения.

Таким образом, общая направленность камерной дифференциации трапповой магмы с относительным накоплением рубидия и в связи с этим с уменьшением K/Rb отношений к концу процесса полностью отвечает точно такому же поведению этой пары элементов при формировании земной коры в целом (Taylor et al., 1956; Хорстман, 1959).

Средние по интрузиям значения калий-рубидиевых отношений находятся в пределах 295—275 (см. табл. 36), что отвечает сред-

Таблица 36. Содержание рубидия и калия в дифференцированных интрузиях Сибирской платформы

Порода	Число проб	Rb, $n \cdot 10^{-4}\%$	K, %	K/Rb
Черногорская интрузия				
Габбро-диориты	5	33	0,92	280
Диорит- и габбро-пегматиты	2	29	0,75	260
Призматически-офитовые габбро-долериты со спорадическим оливином	3	16	0,42	265
Офитовые оливиновые габбро-долериты	6	13	0,41	315
Пойкилоофитовые, оливиново-биотитовые габбро-долериты	4	13	0,39	300
Пикритовые габбро-долериты	7	11	0,30	270
Такситовые габбро-долериты	6	12	0,40	345
Контактные долериты	3	21	0,67	320
Средневзвешенное	36	15	0,44	295
Аламджахская интрузия				
Микродолериты эндоконтакта	5	20	0,52	260
Долериты с биотитом и кварцем	7	19	0,55	290
Кварцевые щелочные габбро	7	11	0,62	560
Гранофиры	2	70	2,21	315
Феррогаббро	9	34	0,90	265
Габбро-долериты	7	15	0,44	290
Троктолитовые и меланократовые долериты	4	11	0,36	330
Средневзвешенное	41	23	0,63	275
Кайерканская интрузия				
Микродолериты кровли	2	20	0,59	295
Пойкилоофитовые габбро-долериты	2	15	0,57	380
Габбро-пегматит	1	31	1,25	405
Призматически-офитовый габбро-долерит	1	15	0,58	385
Офитовый габбро-долерит	1	16	0,46	290
Пойкилоофитовый габбро-долерит	1	31	0,72	230
Микродолериты подошвы	1	25	0,69	285
Средневзвешенное	9	23	0,63	275

Таблица 36 (окончание)

Порода	Число проб	Rb, $n \cdot 10^{-4}\%$	K _c %	K/Rb
Падунская интрузия				
Микродолериты кровли	1	25	0,87	350
Габбро-пегматиты	1	41	0,77	190
Призматически-офитовые габбро-долериты	1	33	0,58	175
Такситовые габбро-долериты	1	25	0,68	270
Троктолитовые долериты	1	25	0,68	270
Микродолериты подошвы	1	33	0,72	220
Средневзвешанное	6	31	0,71	230

нему для траппов платформы. Исключение до некоторой степени составляет Падунская интрузия ($K/Rb=230$), имеющая повышенное содержание рубидия. Однако указанное исключение не выходит за пределы значений, типичных для других регионов, например, Тасмании (200) или Антарктиды (240) (Heier et al., 1965; Gunn, 1966).

Во всех разновидностях пород дифференцированных интрузий носителем рубидия являются полевые шпаты, с которыми элемент связан на 60—80% (см. табл. 35). Низкий процент рубидия, приходящийся на плагноклаз из пикритовых долеритов (49%), а также из габбро-пегматитов (22%) объясняется, по-видимому, присутствием в данных породах биотита, который является наиболее сильным концентратором данного элемента (Таусон, 1961). Присутствие рубидия ($r_i=1,49 \text{ \AA}$) как в полевых шпатах, так и в биотите, объясняется его изоморфизмом с калием ($r_i=1,33 \text{ \AA}$).

СТРОНЦИИ И БАРИЙ

Среднее содержание стронция и бария в долеритах Сибирской платформы равно $690 \times 10^{-4}\%$ и $360 \times 10^{-4}\%$ соответственно (см. рис. 9), что близко среднему содержанию элементов в основных породах по А. П. Виноградову (1962).

В то же время траппы Сибирской платформы в сравнении с породами других аналогичных формаций, в частности долеритами Карру (Уокер, Польшерварт, 1950), отличаются более высокими содержаниями стронция при практически одинаковых количествах бария. Это, по-видимому, является характерной чертой Сибирской трапповой провинции.

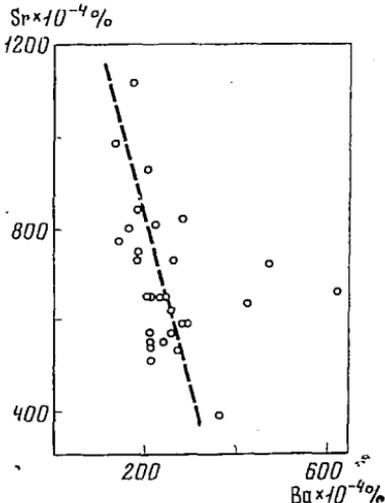
В свою очередь интрузивные траппы заметно обогащены стронцием ($690 \times 10^{-4}\%$) по сравнению с базальтами, $430 \times 10^{-4}\%$ (Нестеренко и др., 1964). Это выглядит странным, если учитывать комагматичность эффузивных и интрузивных образований. На первый взгляд такое различие можно объяснить с позиции изоморфизма стронция с кальцием, тесная геохимическая связь которых общепризнанна (Турекьян, Калп, 1959). Действительно, в габбро-долеритах наблюдаются в среднем более высокие содержания кальция по сравнению с базальтами (Нестеренко и др., 1964). Однако по отдельным пробам для стронция и кальция характерна противоположная зависимость, что ранее для основных пород было отмечено К. К. Турекьяном и Д. С. Калпом (1959). Характерно также, что стронций, как и барий, в габбро-долеритах коррелируется и калием. Таким образом, только с позиций кристаллохимии повышенное содержание стронция в интрузивных траппах объяснить трудно. Оно определяется более глубокими причинами, связанными, по-видимому, с особенностями формирования фаций магматизма.

Колебания количеств стронция и бария в эффузивных сериях (см. табл. 46), а также средние содержания элементов в интрузивных траппах (см. табл. 47) достаточно очевидно показывают влияние докамерных процессов дифференциации на перераспределение элементов. При этом если стронций отчетливо накапливается в более железистых расплавах, поведение бария более сложно. Однако, если принимать во внимание данные по среднему содержанию бария в дифференцированных интрузиях (см. табл. 47), можно сделать заключение о накоплении бария в относительно магнезиальных расплавах.

Противоположный характер поведения стронция и бария сохраняется и в процессах внутрикамерной дифференциации расплава (рис. 38). Содержания элементов в породах исследованных интрузий (см. табл. 10) колеблется в более значительных пределах ($300-1120 \times 10^{-4}\%$ Sr и $140-620 \times 10^{-4}\%$ Ba в сравнении с диапазоном колебаний их концентраций, обусловленным докамерными процессами.

Максимальные количества стронция в пределах главного этапа дифференциации отмечаются в наиболее железистых породах прикровлевой зоны (диорит- и габбро-пегматиты, феррогаббро) минимальные — в более магнезиальных породах подошвы (пикритовые, троктолитовые габбро-долериты). Особенности распределения бария в вертикальных разрезах интрузий сложнее. Если в слабодифференцированных сериях (интрузии ангарского типа) наблюдается последовательное уменьшение концентраций элемента от ранних дифференциатов к поздним (см. табл. 10), то в интрузиях норильского и аламджахского типов пониженные концентрации бария свойственны не только наиболее железистым породам, но также и наиболее магнезиальным. Максимальные же количества элемента приходятся на «нормальные» по соста-

Рис. 38. Зависимость между концентрациями стронция и бария в породах дифференцированных траппов



ву габбро-долериты, занимающие промежуточное положение между магнезиальными и железистыми дериватами, но тяготеющие к первым.

Отмеченные закономерности распределения стронция и бария, особенно в слабодифференцированных траппах, согласуются в целом с существующим мнением об их поведении в процессах дифференциации базальтовой магмы *in situ* (Турекьян, Калп, 1959; Wager, Mitchell, 1951; Engelhart, 1936).

Геохимическая история этих элементов тесно связана с поведением кальция и калия. Причем концентратором и носителями обоих элементов являются полевые шпаты.

Эта общая закономерность типична и для траппов Сибирской платформы. Данные табл. 37 показывают приуроченность максимальных концентраций элементов к плагиоклазам¹, $(500-2000) \times 10^{-4} \%$ Sr и $(100-1200) \times 10^{-4} \%$ Ba; в моноклинных пироксенах содержание стронция и бария лишь в некоторых образцах незначительно превышает уровень чувствительности метода анализа ($3 \times 10^{-4} \%$). В связи с этим практически все количество исследуемых элементов сосредоточено в лейкократовой составляющей траппов, представленной на 95—100% плагиоклазом. Лишь для наиболее магнезиальных пород (обр. 62-671, 62-669; табл. 38) можно предположить частичную связь стронция и бария в других минералах, в частности в биотитах, содержание которых здесь может становиться ощутимым.

Присутствие обоих элементов в плагиоклазах определяется в основном изоморфизмом бария с калием ($Ba^{2+}, Al^{3+} \rightarrow K^{+}, Si^{4+}$) и стронция с кальцием ($Sr^{2+} \rightarrow Ca^{2+}$). В связи с этим встает вопрос о причинах различия в поведении микрокомпонентов и петрогенных элементов, которые они замещают. Так, при уменьшающемся содержании кальция к концу процесса камерной дифференциации концентрация стронция в этом направлении возрастает (рис. 39). С другой стороны, увеличение количества калия в породах сопровождается закономерным уменьшением содержания бария. Иначе говоря, принцип полярности Ферсмана-Гольдшмидта в данном случае не соблюдается, несмотря на

¹ В исследованных фракциях плагиоклаза присутствовала незначительная примесь ортоклаза. Это особенно относится к плагиоклазам из пород, обогащенных железом, в которых отмечается микропегматит.

Таблица 37. Содержание стронция и бария в плагиоклазах дифференцированных траппов

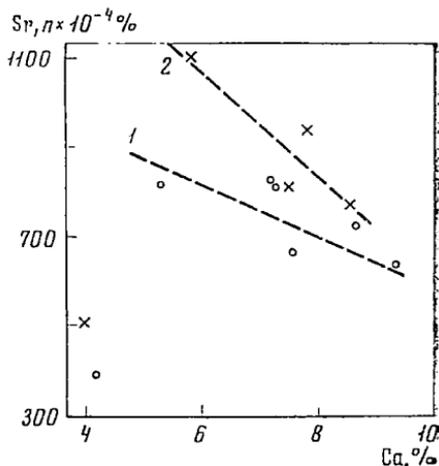
Разновидности пород	№ обр.	Sr, п.10 ⁻⁴ %	Ba, п.10 ⁻⁴ %	Ca, %	$\frac{Sr \cdot 1000}{Ca}$	$\frac{Ba}{Sr}$
I. Черногорская интрузия						
Габбро-диорит	62-653	1000	1000	3,60	27,8	1,00
Диорит-пегматит	62-655	2000	750	4,02	49,7	0,37
Призматически-офитовый габбро-долерит со спорадическим оливнином	62-657	1900	—	8,33	22,8	—
Офитовый, оливниновый габбро-долерит	62-665	1300	1000	10,41	12,5	0,77
Пойкилоофитовый оливнинобиотитовый габбро-долерит	62-669	800	1100	10,06	8,0	1,38
Пикритовый габбро-долерит	62-671	800	1100	10,52	7,6	1,38
Такситовый габбро-долерит	62-756	800	700	9,87	8,1	0,88
II. Аламджакская интрузия (западный комплекс)						
Долерит зоны эндоконтакта кровли	61-134	600	360	7,61	7,9	0,60
Феррогаббро	61-102	1000	410	6,24	12,8	0,41
Габбро-долерит	61-72	400	250	9,08	4,4	0,62
Переходный к троктолитовым долерит	61-67	500	250	10,06	5,0	0,50
III. Падунская интрузия						
Габбро-пегматит	59-6	1200	500	5,80	20,4	0,42
Призматически-офитовый габбро-долерит	59-7	700	150	7,06	10,0	0,21
Таксито-офитовый габбро-долерит	59-8	600	140	7,93	7,6	0,23
IV. Кайерканская интрузия						
Пойкилоофитовый габбро-долерит	62-1025	700	220	6,60	10,6	0,51
Габбро-пегматит	62-1031	1000	420	7,10	14,1	0,42
Призматически-офитовый габбро-долерит	62-1039	400	180	7,70	5,2	0,45
Офитовый габбро-долерит	62-1043	500	160	8,28	6,0	0,32
Пойкилоофитовый габбро-долерит	62-1049	600	200	8,13	7,4	0,33

близость радиусов ионов элементов-хозяев и примесей ($r_{iCa} = 1,06 \text{ \AA}$, $r_{iSi} = 1,27 \text{ \AA}$, $r_{iK} = 1,33 \text{ \AA}$, $r_{iBa} = 1,43 \text{ \AA}$).

Это противоречие хорошо объясняется с позиций представлений В. А. Киркинского (1963), который показал, что «в равновесном процессе кристаллизации из расплава минералов, не относящихся к классу металлов, невозможно преимущественное вхождение в твердую фазу элемента-примеси по сравнению с элементом-хозяином, если температура плавления соединения

Рис. 39. Зависимость содержания стронция от содержания кальция в дифференцированных интрузиях

1 — Черногорская интрузия; 2 — Аламджаянская интрузия



элемента-примеси меньше, чем соединения элемента-хозяина».

Как показывают наши данные, а также исследования Батлера и Скиба (Butler, Skiba, 1962), стронций является именно такой примесью. Для него типично последовательное увеличение содержания в плагиоклазах с уменьшением кальциевой составляющей последних. Например, в расслоенных интрузиях Сомали (Butler, Skiba, 1962) содержание стронция в плагиоклазах изменяется следующим образом:

Плагиоклаз, % An	Sr, п. · 10 ⁻⁴ %
35	1950—2650
60	1250—1400
70	1000—1150

Аналогичная картина характерна и для Сибирской платформы (рис. 40). Например, содержание стронция в плагиоклазах из пикритовых долеритов Черногорской интрузии (An₇₂) составляет $800 \times 10^{-4} \%$, а в плагиоклазах из диорит-пегматитов (An₃₄) — $2000 \times 10^{-4} \%$.

Эти данные свидетельствуют об ограниченном изоморфизме стронция с кальцием в более высокотемпературных минералах, в силу чего элемент преимущественно остается в расплаве и накапливается в конечных продуктах дифференциации. Исходя из

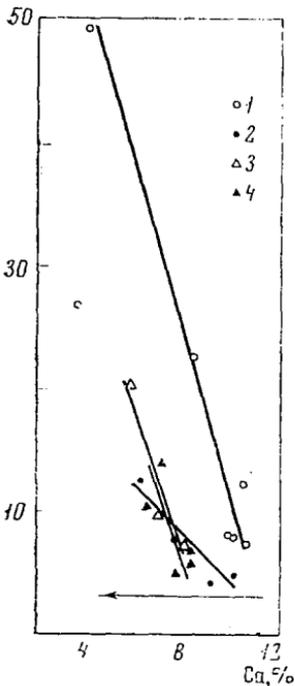
$Sr \times 1000 / Ca$ 

Рис. 40. Соотношение стронция и кальция в плагиоклазах дифференцированных траппов

1 — Черногорская интрузия; 2 — Аламджахская интрузия (западный комплекс); 3 — Падунская интрузия; 4 — Кайерканская интрузия

представлений В. А. Киркинского (1963), в данном случае стронциевый аналог анортита имеет, по-видимому, более низкую температуру плавления.

В отличие от стронция для бариевого полевого шпата — цельзиана — характерна наиболее высокая температура плавления в ряду полевошпатовых минералов (Дир и др., 1962):

Минерал	Плавление, $^{\circ}C$
Цельзиан	1715
Анортит	1555
Калиевый полевой шпат	1150
Альбит	1100

В связи с этим барий более интенсивно выводится в твердую фазу на ранних стадиях кристаллизации магмы, что приводит к заметному обеднению элементом остаточных расплавов. В то же время в ряду полевошпатовых минералов калиевый полевой шпат имеет весьма низкую температуру плавления¹ и поэтому калий будет накапливаться в конечных продуктах дифференциации.

Эта общая концентрация согласуется с экспериментальными данными. Так, Энгельхарт (Engelhart, 1936), основываясь на экспериментах Дитлера и Лаша, указывает, что при значительной смесимости цельзиана и ортоклаза из расплава выпадают сначала богатые барием компоненты, позднее — богатые калием.

Эйтель (1962) отмечает, что «...наиболее богаты барием те полевые шпаты, которые образовались при наиболее высоких температурах».

С этим положением согласуется в целом и распределение бария в полевых шпатах из дифференцированных интрузий. Так, в плагиоклазах из магнезиальных пород Черногорской интрузии содержание бария $1100 \times 10^{-4}\%$ (обр. 62-671 и 62-669, табл. 38), а в плагиоклазах из конечных продуктов дифференциации

¹ Поскольку в траппах чистые альбиты отсутствуют, температура плавления реальных плагиоклазов (андезин, лабрадор) будет выше, чем у калиевых полевых шпатов.

Таблица 38, Распределение стронция и бария по минералам-носителям
($n \cdot 10^{-4}$ вес.%)

Минерал	Содержание минерала, вес. %	Содержание в минерале		Вес. %, приходящийся на минерал		Доля, приходящаяся на минерал		Содержание в породе	
		Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba
I. Пикритовый габбро-долерит, Черногорская интрузия, обр. 62-671									
Плагноклаз	19,83	800	1100	15,9	21,8	54,8	68,2	—	—
Моноклинный пироксен	23,38	5	2	0,12	0,05	0,4	0,2	—	—
Сумма	43,21	—	—	16,02	21,85	55,2	68,4	290	320
II. Оливиново-биотитовый габбро-долерит, Черногорская интрузия, обр. 62-669									
Плагноклаз	50,27	800	1100	40,3	55,4	63,9	106,3	—	—
Моноклинный пироксен	30,11	2	5	0,06	0,15	0,1	0,4	—	—
Сумма	80,38	—	—	40,36	55,55	64,0	106,7	630	520
III. Габбро-пегматит, Падунская интрузия, обр. 59-6									
Плагноклаз	45,72	1200	500	54,95	22,84	103,5	99,3	—	—
Моноклинный пироксен	28,87	3	4	0,03	0,12	0,2	0,5	—	—
Сумма	74,59	—	—	55,04	22,96	103,7	99,8	530	230
IV. Диорит-пегматит, Черногорская интрузия, обр. 62-655									
Плагноклаз	40,84	2000	750	81,3	30,6	111,3	71,2	—	—
Моноклинный пироксен	45,94	3	6	0,15	0,30	0,2	0,7	—	—
Сумма	86,78	—	—	81,45	30,90	111,5	71,9	730	430
V. Феррогаббро, Аламджахская интрузия, обр. 61-102									
Плагноклаз	48,28	1000	410	42,28	19,77	60,5	116,2	—	—
Моноклинный пироксен	29,64	100	2	2,96	0,06	4,2	0,4	—	—
Сумма	77,92	—	—	45,24	19,83	64,7	116,6	700	170

магмы — габбро-пегматитов — оно снижается до $750 \times 10^{-4}\%$ (обр. 62-655).

Особенности распределения бария в полевых шпатах определяют характер его поведения в породах: элемент накапливается в ранних, наиболее высокотемпературных продуктах дифференциации. Отклонение от этой закономерности, наблюдаемое для наиболее магнезиальных пород, объясняется спецификой их минерального состава. В интрузиях норильского и Аламджанского типов существенно магнезиальные породы зон подошвы характеризуются большей меланократовостью по сравнению с вышележащими дифференциатами. Например, в пикритах Черногорской интрузии на сумму темноцветных минералов (главным образом оливин, моноклинный и ромбический пироксены) приходится до 75—80% объема породы, тогда как в других разновидностях пород количество темноцветных минералов не превышает 50—60%. С учетом того, что фемические породообразующие минералы содержат весьма низкие количества бария, уменьшение здесь его концентраций обусловлено уменьшением количеств плагиоклаза — главного минерала-носителя этого элемента. В слабодифференцированных массивах ангарского типа, где уменьшение количеств плагиоклаза в породах нижних горизонтов несущественно (Корнаков и др., 1965; Феоктистов, 1961), максимальные концентрации элемента отмечаются в магнезиальных породах (см. табл. 10).

Таким образом, хотя оба элемента связаны главным образом в плагиоклазах, стронций накапливается в конечных дифференциатах, барий обнаруживает тенденцию противоположного распределения. Эти особенности поведения элементов определяются температурными режимами кристаллизации соответствующих пород. Не исключено, однако, что геохимическая история стронция и бария определяется и другими, не учтенными нами факторами.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ (Р. З. Э.)

Любые природные процессы протекают с изменением как суммы (TR_2O_3), так и состава ($\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$)¹ редкоземельных элементов (Семенов, 1963). Не составляют исключения в этом отношении и траппы Сибирской платформы.

Глубинная эволюция базальтового расплава, протекающая с накоплением щелочей, приводит к преимущественному разделению р.з.э. при подчиненном значении изменения их сумм. Аномально высокое отношение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}=6,7$ (табл. 39, рис. 41) достигается в базальтах с резко повышенным содержанием нат-

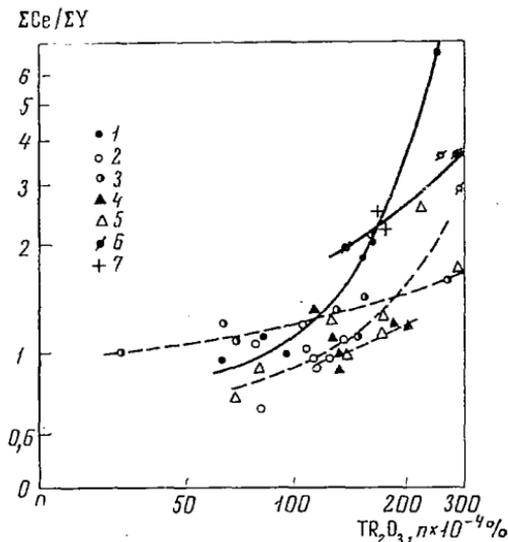
¹ К ΣCe условно отнесены редкие земли по гадолиний включительно.

рия и калия ($K_2O + Na_2O = 5,80\%$). В области, нормальной для базальтов щелочности, эволюция расплава протекает с преимущественным накоплением сумм р.з.э. при незначительном их разделении.

Эта же особенность типична и для интрузивных траппов, для которых также характерен сравнительно постоянный состав р.з.э. при более значительных вариациях их суммы ($\Sigma Ce/\Sigma Y = 0,7-1,1$ при $TR_2O_3 = (82-140) \times 10^{-4}\%$, см. рис. 41).

Рис. 41. Изменение отношений $\Sigma Ce/\Sigma Y$ и TR_2O_3 в траппах Сибирской платформы и других районов (по Балашову, Нестеренко, 1966)

1 — базальты Норильского района; 2 — недифференцированные траппы Сибирской платформы; 3 — Черногорская интрузия; 4 — Падунская интрузия; 5 — Аламджаянская интрузия; 6 — базальты и долериты Болгарии; 7 — траппы Декана



Средний из долеритов и базальтов (за исключением разновидностей с повышенной щелочностью) состав р.з.э. соответствует отношению $\Sigma Ce/\Sigma Y = 1,0$ при $TR_2O_3 = 100 \times 10^{-4}\%$. К этим значениям близки изученные Фреем и Хаскиным (Frey, Haskin, 1964) образцы оливиновых базальтов Атлантического хребта ($\Sigma Ce/\Sigma Y = 0,65$, $TR_2O_3 = 120 \times 10^{-4}\%$).

Дифференцированные интрузии от магнезильных до железистых имеют близкие исходные составы и содержания р.з.э. [$\Sigma Ce/\Sigma Y = 1,15-1,20$ при $TR_2O_3 = (120-150) \times 10^{-4}\%$; табл. 40] и на рис. 41 расположены в поле развития недифференцированных траппов.

Дисперсия содержаний редких земель в различных породах интрузий находится в прямой зависимости от степени дифференциации исходного расплава. В наиболее дифференцированных Черногорской и Аламджаянской интрузиях наблюдается соответственно семи- и четырехкратное превышение максимальных концентраций р.з.э. над минимальными. В слабодифференцированной Падунской интрузии оно не превышает двухкратного значения (Балашов, Нестеренко, 1966).

Минимальные содержания редких земель с некоторым преобладанием тяжелых лантаноидов характерны для наиболее

Таблица 39. Распределение редкоземельных элементов в траппах Сибирской платформы (n. 10-14%)

№ проб	Свита (для базальтов) Район отборки (для долеритов)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y	$\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$	TR ₂ O ₃
Долериты, габбро-долериты (недифференцированные)																	
C-1	Норильский район	7,7	21	4,0	13	5,2	1,6	5,6	2,1	5,7	1,6	3,7	2,5	—	35	0,95	130
C-2	Реки Северная и Летняя	6,8	17	2,9	14	4,6	1,8	5,8	1,3	5,6	1,6	3,3	2,7	—	34	0,90	120
C-3	Р. Хурингда	4,3	9,4	2,1	7,7	3,1	1,2	3,2	0,9	3,3	—	2,0	1,9	—	29	0,70	82
C-8	Нижнее течение р. Подкаменной Тунгуски	7,5	17	3,4	13	4,3	1,4	5,9	1,1	5,3	1,3	3,2	2,9	—	26	1,0	110
C-9	Устье р. Чуни	10,5	33	4,3	16	4,8	1,9	6,5	0,8	5,5	1,9	3,6	3,1	—	40	1,1	140
C-10	Р. Илимня	6,1	17	2,7	14	4,7	1,6	5,0	1,6	6,0	1,6	2,9	2,5	0,7	29	0,95	115
C-13	Р. Мойеро	5,4	17	2,2	8,4	2,5	1,0	3,3	0,4	2,8	0,9	1,8	1,6	—	22	1,1	90
	Среднее для долеритов	6,9	18,8	3,1	12,3	4,2	1,5	5,0	1,2	4,9	1,4	2,9	2,5	0,7	30	0,95	110
Базальты Норильского района																	
C-17а	Ивакинская	36	80	12	42	8,5	1,8	6,1	—	2,9	—	0,7	0,4	—	14	6,7	250
C-17б	Сыверминская	19,5	38	6,6	22	5,8	2,2	8,0	—	5,5	—	2,7	2,3	—	27	2,0	170
C-17в	Гудчихинская	7,6	14	2,7	10	3,6	1,0	3,9	—	4,1	1,0	2,0	1,7	—	19	1,1	85
C-17г	Надеждинская	16,5	36	4,3	18	4,3	1,2	5,3	1,6	5,0	1,5	3,0	2,4	0,60	26	1,8	157
C-17д	Моронговская	5,2	15	2,7	11	3,1	1,3	3,6	0,9	4,1	1,2	3,0	2,3	0,55	26	0,95	95
C-17е	Надморонговская	4,5	11	1,7	7	2,4	0,8	2,4	0,7	2,9	0,8	1,9	1,7	—	18	0,95	65
	Среднее для базальтов	13	29	4,3	16,5	4,2	1,3	4,7	1,3	4,3	1,3	2,5	2,0	0,4	23	1,7	127
Траппы плато Декан (Индия)																	
7377		22	38	5,5	29	7,0	2,2	6,4	1,2	5,5	1,2	2,2	2,2	—	2,2	2,4	170
7379		21	42	5,5	26	6,0	2,2	5,5	1,3	5,5	1,6	2,6	2,3	0,36	2,6	2,3	175

ранних и наиболее магнезиальных для каждой интрузии пород зоны подошвы. В конечных продуктах дифференциации наблюдается отчетливое накопление суммы р.з.э. при незначительном их обогащении легкими лантаноидами — в габбро-пегматитах, диорит-пегматитах, гранофирах $TR_2O_3 = (200—260) \times 10^{-4}\%$ при $\Sigma Ce/\Sigma Y = 1,2—1,8$.

Такое поведение р.з.э. наблюдается при нормальном развитии процесса дифференциации с последовательным накоплением кремнезема и щелочей в конечных породах. В случае аномального повышения щелочности пород отмечается не менее резкое их обогащение легкими лантаноидами при незначительном изменении суммы р.з.э. Именно такая картина наблюдается в щелочных габбро Аламджахской интрузии (проба 2086; см. табл. 40).

Таким образом, зависимость изменения соотношений р.з.э. от содержания щелочей в породах выражена в процессе камерной дифференциации так же четко, как и в случае глубинной эволюции базальтового расплава.

Некоторое относительное обогащение легкими лантаноидами эндоконтактов кровли всех интрузий (пробы 4-1, 59-4, 61-1; см. табл. 40) также, по-видимому, связано с увеличением щелочности на магматической стадии. Признанию для данного случая влияния ассимиляции вмещающих пород на изменение отношения р.з.э. мешают два обстоятельства: во-первых, отсутствие обогащения легкими лантаноидами эндоконтактов подошвы, и, во-вторых, присутствие в кровле Аламджахской интрузии базальтовых туфов, ассимиляция которых в принципе не должна сдвигать отношение редких земель.

Отмеченная специфика поведения р.з.э. во многом определяется характером их распределения по минералам в процессе кристаллизации магматического расплава.

Изучение этого вопроса (Алексиев и др., 1964; Towall, et al., 1965; Schnetzler, Philpottz, 1968; Балашов и др., 1970) показывает, что главная масса редких земель связана с кальцийсодержащими породообразующими минералами. Причем основными носителями р.з.э. являются темноцветные породообразующие минералы (пироксены, амфиболы), с которыми связано 40—75% редких земель. Плагноклазы концентрируют 10—30% р.з.э. и на аксессуарные минералы приходится 7—16%, несмотря на высокое $[(1000—5000) \times 10^{-4}\%$ и более] содержание в них лантаноидов. Последнее объясняется незначительным присутствием аксессуарных минералов в основных породах. В кислых и щелочных породах содержание аксессуарных минералов возрастает и с ними может быть связано до 60—80% редких земель (Гаврилова, Туранская, 1958; Герасимовский и др., 1966).

Это, по-видимому, характерно и для дифференцированных интрузий Сибирской платформы, в которых апатит и сфен (аксессуары, имеющие реальное значение в траппах) являются

Таблица 40. Распределение редкоземельных элементов в вертикальном разрезе

№ проб	Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm
Черногорская интрузия						
Ч-1	Габбро-диорит зоны контакта	19,5	41	6	24	6,8
Ч-2	Диорито-пегматит	24	53	6,7	36	12
Ч-3	Габбро-диорит	14	30	4,3	21	6,7
Ч-4	Габбро-долерит со спорадическим оливином	12	24	3,4	17	6,0
Ч-5	Габбро-долерит оливниновый	10	24	4,0	17	5,2
Ч-6	Габбро-долерит оливин-биотитовый	8,7	22	2,6	13	4,0
Ч-7	Пикритовый габбро-долерит	5,8	14	—	8,1	2,6
Ч-8	Такситовый габбро-долерит	4,6	12	1,9	8,3	2,8
Ч-9	Контактный габбро-долерит	2,5	6,7	0,95	5,0	1,8
	Средневзвешенное	10,5	23	3,2	15,2	5,0
Аламджахская интрузия (западный комплекс)						
61-1	Долерит эндоконтакта кровли	9,5	23	3,7	17,5	5,2
61-41	Долерит с биотитом и кварцем	11,5	24	4,1	15	4,9
61-69	Гранофир	21	60	9,0	48	14,5
2086	Кварц-щелочное габбро	24	55	9,1	35	7,9
61-115	Феррогаббро	13,5	32	4,8	22	7,1
61-87	»	13	36	4,4	22	7,0
61-76	Нормальный габбро-долерит	4,9	13	2,1	9,3	2,8
61-75	Троктолитовый долерит	4,7	9,4	1,7	7,1	1,8
	Средневзвешенное	9,9	23,2	3,7	17,2	4,8
Падунская интрузия						
59-4	Микродолерит-кровли	9,0	20	3,4	15	3,9
59-5	Габбро-пегматит	10,4	22,5	4,1	19	4,7
59-6	»	15	34	6,1	28	7,5
59-7	Призматически-офитовый габбро-долерит	14,0	34,0	5,0	25	8,5
59-8	Такситовый габбро-долерит	7,5	22	3,4	19	7,5
59-9	Троктолитовый габбро-долерит	9,5	21,5	3,3	16	6,0
59-10	Микродолерит подошвы	8,7	21,5	3,3	14,5	4,3
	Средневзвешенное	11	25	4,1	19	6,4

интрузий дифференцированных траппов Сибирской платформы ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y	$\frac{\sum Ce}{\sum Y}$	TR ₂ O ₃	$\frac{Eu}{Sm}$	
Черногорская интрузия												
2,3	6,2	1,4	6,0	1,4	2,7	2,1	0,29	24	2,2	170	0,34	
4,0	8,9	2,4	11	2,1	4,8	3,6	—	50	1,6	260	0,33	
2,7	6,5	—	7,7	—	3,6	2,3	—	35	1,4	160	0,40	
1,9	5,8	—	6,2	—	3,0	2,4	—	27	1,3	130	0,32	
2,6	6,8	1,2	7,2	1,6	4,3	4,3	0,4	39	1,1	150	0,50	
1,5	4,4	1,0	4,9	0,9	2,5	2,3	—	24	1,2	110	0,38	
—	2,8	—	3,0	—	—	—	—	—	1,1	65	—	
1,2	3,0	—	3,5	—	1,7	1,5	—	16	1,1	70	0,43	
0,5	1,9	—	2,2	0,4	1,1	0,8	—	8,5	1,0	35	0,36	
	2,0	5,2	1,1	5,7	1,4	2,9	2,5	0,4	28	1,2	120	0,39
Аламджахская интрузия (западный комплекс)												
1,2	6,6	0,85	5,8	0,85	3,8	2,5	—	30	1,2	130	0,24	
1,5	5,8	1,9	5,7	1,7	3,7	2,8	—	38	1,0	140	0,31	
3,5	17	2,0	11,7	3,1	7,5	4,8	0,7	48	1,7	290	0,24	
1,7	7,9	—	2,9	—	1,2	0,5	—	12	2,5	230	0,21	
2,1	8,3	1,9	7,5	2,4	5,1	8,4	1,6	35	1,1	180	0,30	
2,1	9,6	1,7	7,3	2,1	4,5	3,1	—	38	1,2	180	0,30	
1,1	3,7	0,7	3,9	0,5	2,4	2,2	—	23	0,9	80	0,40	
0,95	2,7	0,9	3,2	0,7	2,0	1,4	—	22	0,7	70	0,52	
	1,5	5,8	1,3	5,2	1,2	3,2	3,0	0,5	30	1,2	130	0,31
Падунская интрузия												
0,8	4,1	1,1	5,2	0,9	2,6	2,4	0,4	25	1,4	110	0,22	
—	4,9	1,2	6,2	—	3,2	2,8	—	29	1,2	130	—	
—	8,4	1,9	9,1	—	4,8	4,3	—	45	1,2	200	—	
3,0	7,5	1,8	9,2	1,8	5,0	4,3	0,6	45	1,1	190	0,35	
—	5,3	1,5	5,3	1,1	4,1	3,6	—	38	1,0	140	—	
2,2	5,9	1,8	5,5	1,6	3,5	3,1	—	31	1,0	130	0,37	
2,3	4,8	1,0	6,5	1,8	3,7	3,3	0,6	34	1,0	130	0,53	
	2,2	5,7	1,4	6,7	1,5	3,9	3,4	0,55	35	1,15	150	0,35

концентраторами редких земель (см. табл. 34). Так, в диорит-пегматитах и гранофирах содержание аксессуарных минералов и концентрация в них р.з.э. возрастает в сравнении с габбро-диоритами и в связи с этим здесь с ними может быть связано значительное количество редкоземельных элементов. Например, если исходить из 1%-ного содержания апатита и сфена в гранофирах Аламджакской интрузии (Масайтис, 1959) с концентрацией в них р.з.э., равной 1% (см. табл. 34), то с аксессуарными минералами должно быть связано 35% редких земель породы. В щелочных габбро, содержащих до 2% апатита и сфена (Масайтис, 1958), это значение должно быть еще выше.

Концентрация р.з.э. в оливинах в 50 раз ниже, чем в пироксенах, амфиболах и на порядок ниже в сравнении с плагиоклазами (Schnetzer, Philpottz, 1968). С ними связано резко подчиненное количество редких земель.

Приуроченность р.з.э. ($r_i=1,22-0,99$) к кальциевым минералам как породообразующим, так и аксессуарным, свидетельствует в пользу их гетеровалентного изоморфизма с кальцием ($r_i=1,06$), хотя схемы замещения с компенсацией зарядов могут быть весьма различными (Семенов, 1963).

Учитывая преимущественную связь лантанондов с породообразующими минералами основных пород, отмеченная выше особенность изменения суммы и отношений редких земель в процессе дифференциации расплава определяется в основном двумя моментами — спецификой вхождения р.з.э. в различные породообразующие минералы и характером распределения элементов в системе минерал — расплав.

Данные различных исследователей (Алексиев и др., 1964; Towall et al., 1965; Frey, Haskin, 1964; Schnetzler, Philpottz, 1968) показывают, что пироксены в сравнении с плагиоклазами и породой в целом обогащены (относительно) тяжелыми редкими землями. Именно этим обстоятельством объясняется закономерное изменение отношения $\Sigma Ce/\Sigma Y$ к концу процесса камерной дифференциации. В процессе дифференциации трапповой магмы иттриевая группа р.з.э. постоянно выводится из расплава кристаллизующимися пироксенами, последовательно обогащая остаточный расплав цериевой группой редкоземельных элементов.

Последовательное возрастание суммы р.з.э. к конечным продуктам дифференциации расплава определяется ограниченной изоморфной емкостью породообразующих минералов. Исследования Шнейтцлера и Филпоттса (Schnetzer, Philpottz, 1968) по распределению редких земель в фенокристаллах и основной массе базальтов, находящихся друг с другом в равновесии, показали, что для всех без исключения породообразующих минералов коэффициент распределения редких земель (K = содержание р.з.э. в минерале/содержание р.з.э. в расплаве) меньше единицы. В оливинах он составляет 0,006—0,003, в пироксенах

0,18—0,66; в плагиноклазах 0,08—0,35. Иначе говоря, в процессе кристаллизации магмы редкоземельные элементы преимущественно остаются в расплаве и последовательно накапливаются к концу процесса дифференциации, показывая максимальные концентрации в наиболее кислых породах. Применительно к траппам Сибири эта закономерность наиболее четко прослеживается для Черногорской и Аламджахской интрузий, представленных сериями пород — пикритовый долерит → диорит-пегматит и троктолитовый долерит → гранофир, и слабо выражена для интрузий ангарского типа, имеющих незначительную дифференциацию.

Таким образом, приведенный материал четко указывает на факт накопления и разделения редкоземельных элементов в процессе дифференциации магмы. Такое поведение редких земель позволяет их рассматривать в качестве индикатора природных процессов, в частности, процесса дифференциации базальтовой магмы.

ФТОР, ХЛОР

Содержание фтора и хлора в траппах Сибирской платформы (см. табл. 10) сопоставимо с данными других авторов по аналогичным породам (Kugoda, Sandell, 1953; Корренс, 1958; Greenland, Lovering, 1966) и близко кларку для основных пород (Виноградов, 1952).

В процессе камерной дифференциации магмы фтор накапливается к концу процесса с максимальным концентрированием в наиболее кислых для каждой интрузии остаточных расплавах (см. табл. 10). Кроме того, повышенные содержания фтора характерны для пикритовых долеритов и габбро-долеритов с биотитом и кварцем, имеющих повышенное содержание биотита.

Отмеченную специфику накопления фтора в остаточных расплавах следует, по-видимому, считать типичной для дифференциации основной магмы, поскольку она прослеживается на ряде других объектов, в частности, на примере интрузий долеритов Грейт Лейк, Тасмания (Greenland, Lovering, 1966) и в целом характерна для эволюция пород в направлении от основных к кислым (Корренс, 1958).

В отличие от фтора для хлора наблюдается сложное распределение. В Черногорской интрузии он накапливается в остаточной магме (габбро- и диорит-пегматиты, см. табл. 10), в Аламджахской и Кайерканской — только в поздних (но не конечных) продуктах дифференциации (феррогаббро, призматически-офитовые габбро-долериты). В габбро-пегматитах и гранофирах содержание хлора отчетливо ниже.

Полученные результаты в значительной мере согласуются с выводами Гринленда и Ловеринга (Greenland, Lovering, 1966), которые нашли слабое увеличение содержания хлора к концу дифференциации интрузии Грейт Лэйк. В то же время Курода и Санделл (Kuroda, Sandell, 1953) на примере силла Эндиони базальтовых серий пород пришли к выводу о минимальных концентрациях хлора в остаточных, кислых по составу магмах. Этому выводу, правда, противоречат данные этих авторов по потоку Гринстон, где содержание хлора в центральных частях отчетливо выше (0,009—0,020%) по сравнению с зонами эндоконтакта (0,008—0,010%).

Таким образом, фактический материал показывает сложное поведение хлора в процессе камерной дифференциации магмы. Элемент может как увеличивать, так и уменьшать свое содержание к концу процесса, и это двойственное поведение, по-видимому, всецело определяется формой присутствия хлора в породах. В равной степени это относится и ко фтору.

В основных породах фтор и хлор связаны главным образом с апатитом, биотитом и роговой обманкой, замещая в последних двух минералах гидроксил-ион ($r_{iF}—1,33 \text{ \AA}$; $r_{iCl}—1,81 \text{ \AA}$; $r_{iOH}—1,33 \text{ \AA}$). Значительная часть элементов [до 50% по хлору (Kuroda, Sandell, 1953)] находится в породах в рассеянном состоянии, предположительно в виде включений субмикроскопических минералов (апатит, слюда), а также в растворенном состоянии в стекле или в виде жидких включений в породообразующих минералах (Корренс, 1958).

О присутствии легкорастворимой формы хлора в породах свидетельствуют эксперименты по его выщелачиванию. Опыты Бене показали, что обработка водой полевых шпатов полностью извлекает из них хлор (Корренс, 1958). Аналогичные опыты с породами показывали наличие легкорастворимой формы хлора (на уровне 20—28%) в габбро, диабазах и анортозитах (Kuroda, Sandell, 1953). Эти результаты подтверждаются исследованиями Ю. П. Масуренкова (1966), который на примере Кавказа и Камчатки показал, что более 25% хлора основных пород находится в легкорастворимой форме. Характерно, что в этих же условиях фтор из пород практически не выщелачивается.

Сказанное свидетельствует, по-видимому, о менее прочных связях хлора в сравнении со фтором с минералами горных пород, что, вероятно, предопределяет специфику его поведения в процессе дифференциации магмы.

Фтор, строго следуя за фосфором и водой, накапливается в остаточных расплавах, где последние концентрируются в форме апатита, а также в биотите и амфиболе, аутометасоматически развивающихся по пироксену и титаномагнетиту.

Поскольку для хлора эта связь менее отчетлива, возможно, в силу большего размера радиуса иона, его поведение в процессе дифференциации магмы менее определено. Он более равно-

мерно распределяется по различным типам пород дифференцированных интрузий, не показывая, как фтор, четкой приуроченности к остаточным расплавам.

СЕРА

За исключением изотопии изучение геохимии серы в траппах Сибирской платформы специально не проводилось и следующая ниже краткая характеристика ее поведения в процессе дифференциации трапповой магмы приводятся по результатам силикатных анализов, взятых из различных источников.

Содержание серы в интрузивных траппах, если исходить из данных М. Л. Лурье и др. (1962), можно оценить в 0,10%. Это заметно выше ее среднего содержания в основных породах (0,03%, по А. П. Виноградову, 1962), что может объясняться как недостаточной точностью анализа, так и ассимиляцией сульфатной серы вмещающих пород, о которой речь пойдет ниже.

За исключением норильских интрузий, где в подчиненных количествах отмечается ангидрит, сера в дифференцированных траппах всех типов присутствует в сульфидной форме. В связи с этим она в общем случае коррелирует с распределением сульфидов (Альмухамедов, Нестеренко, 1970), которые, как было показано выше, имеют два максимума концентраций — в начальных и конечных продуктах дифференциации. Двойственный характер поведения серы в процессах камерной дифференциации определяется способностью ее отделяться в сульфидной форме на ранних стадиях процесса, а также давать летучие комплексы, что способствует накоплению серы в поздних породах, приуроченных к верхним горизонтам пластовых тел.

Эта особенность хорошо прослеживается на примере интрузий горы Черной (см. табл. 2) и горы Зуб (Коровяков и др., 1963). В последнем случае при максимальных содержаниях серы в пикритовых и такситовых долеритах (до 0,52%) повышенные ее концентрации отмечаются также в габбро-диоритах и призматически-зернистых габбро-долеритах (до 0,042%). В остальных типах пород — офитовые и пойкилоофитовые габбро-долериты — содержание серы отчетливо ниже и находится на уровне 0,08—0,016%.

Следует отметить, что в интрузии горы Зуб максимальные концентрации серы характерны не для такситовых и пикритовых долеритов, а для пород верхних горизонтов. Это аналогично интрузиям ангарского и аламджахского типа, в которых значительное, а в ряде случаев преобладающее количество серы остается в расплаве до заключительных стадий кристаллизации интрузий, где, связываясь с металлами, она дает максимум содержания сульфидов (Альмухамедов, Нестеренко, 1970).

Такой характер распределения серы в интрузиях ангарского аламджахского типов, помимо данных по сульфидам, подтвер-

ждается прямыми определениями серы, результаты которых приводятся в ряде работ. Например, в интрузии Первого порога (Виленский и др., 1964) при содержании серы в оливиновых габбро-диоритах 0,02—0,09% в пегматоидных разностях концентрация элемента увеличивается до 0,12%. В Аламджахской интрузии (Масайтис, 1958) из 12 анализов, в которых сера определялась, максимальные содержания элемента (0,10 и 0,13%) обнаружены в феррогаббро. Аналогичная в целом картина характерна и для Кайерканской интрузии (табл. 4).

Изучение изотопии серы (S^{32}/S^{34}) позволило выяснить ряд важных вопросов, связанных с определением источника серы, генезиса Норильских месторождений и условий их формирования (Годлевский, Гриненко, 1963; Виноградов, Гриненко, 1964, 1966; Гриненко, 1967). Было показано значительное обогащение дифференцированных интрузий норильского типа осадочной сульфатной серой в результате ассимиляции гипс-ангидритовых слоев силура и девона. В связи с этим сера в данных интрузиях сильно обогащена тяжелым изотопом ($\delta S^{34} = +0,80—+1,10$) в сравнении с аналогичными породами и месторождениями других районов (табл. 41). Расчеты показали, что количество ассимилированной осадочной серы составляет от 30% (Норильск-1) до 50% (гора Черная, Имангда).

Учитывая повсеместную распространенность прослоев сульфатсодержащих пород в палеозойских отложениях Сибирской платформы, можно думать, что отмеченная выше особенность типична не только для интрузий норильского типа, но и для всех траппов независимо от состава и строения. В связи с этим и общее несколько повышенное среднее содержание серы в траппах (0,10%), возможно, объясняется ассимиляцией сульфатной серы. Подтверждением этому может служить близкая по составу среднему траппу интрузия Первого порога, сера которой также обогащена тяжелым изотопом (Л. Н. Гриненко, устное сообщение).

В большинстве случаев сульфатная сера в интрузиях полностью восстанавливается как за счет агентов магмы (элементы низших степеней окисления, а также газообразные восстановители — водород, углерод, углеводороды и т. д.), так и под действием углерода, заимствованного из угленосных и битуминозных осадочных пород.

Небольшой диапазон колебаний изотопного состава серы сульфидов (например, для Черногорской интрузии $\delta S^{34} = (+0,64) — (+1,18)$ при среднем 0,91) свидетельствует об однородности ее состава в магме, что в свою очередь предполагает активную гомогенизацию собственно магматической и ассимилированной осадочной серы.

Вместе с тем в некоторых интрузиях (Талнах, Имангда) разница между крайними значениями изотопных отношений по отдельным пробам более 1%. Если учесть к тому же несистемати-

ческий характер вариаций изотопного состава серы в любых интрузиях, то можно считать, что гомогенизация не была настолько совершенной, «чтобы все сульфиды месторождения или рудопроявления оказались в равной мере обогащены изотопом S^{34} , т. е. усреднены в изотопном составе серы» (Виноградов, Гриненко, 1966).

Несмотря на указанное ограничение, высокая гомогенизация серы, которая проявляется в сравнительно однородном ее изотопном составе в сульфидах, свидетельствует о формировании оруденения в интрузиях норильского типа после их внедрения в ныне существующие магматические камеры, одновременно или несколько опережая процесс фракционирования силикатного расплава. В ином случае, если исходить из представлений об общем источнике руд и интрузий, изотопный состав серы должен был бы отвечать метеоритному ($S^{34}=0,00\%$) или быть близким к составу серы магматических месторождений других районов (см. табл. 41).

Таблица 41. Изотопный состав серы сульфидов некоторых медно-никелевых месторождений и рудопроявлений (по Виноградову и Гриненко, 1966)

Месторождение, рудопроявление	Число случаев	Пределы вариаций δS^{34} , %	Среднее δS^{34} , %
Норильск	48	(+0,49)—(+1,06)	+0,82
Талнах	126	(+0,27)—(+1,63)	+0,87
Гора Черная	9	(+0,64)—(+1,18)	+0,91
Имангда	10	(+0,52)—(+1,35)	+1,08
Садбери, Канада	32	(+0,02)—(+0,59)	+0,23
Стиллуотер, Монтана	5	0 —(+0,12)	+0,07
Инсизва, Южная Америка	6	(-0,25)—(-0,29)	-0,26
Печенга	3	(+0,20)—(+0,29)	+0,23
Монче-Тундра	2	(+0,10)—(+0,27)	+0,18
Довырен, Северное Прибайкалье	10	(-0,06)—(+0,34)	+0,18

Изучение изотопного состава серы позволило сделать важный вывод о едином источнике рудного вещества для различных типов руд отдельно взятой интрузии и сходных физико-химических условиях процесса рудообразования. Этот вывод является следствием однородности состава серы сульфидов ликвационно-вкрапленных и инъекционных руд (вкрапленных и жильных). При наличии различных источников рудного вещества или при отличающихся условиях рудообразования, формирующих перечисленные типы руд, изотопные отношения серы должны быть различными.

Весь материал по изотопии в траппах Сибирской платформы закономерно приводит исследователей к выводу о ликвационном характере процесса формирования сульфидных руд в интрузиях норильского типа. Этот же материал свидетельствует, по-видимому, об отсутствии на месторождении широко проявленных наложенных процессов, которые неминуемо должны были бы сместить и резко увеличить дисперсию изотопных отношений серы.

СЕЛЕН, ТЕЛЛУР

В отличие от серы селен и теллур в траппах могут быть охарактеризованы только по одной интрузии (Норильск-1), причем главным образом по рудной ее части (Зайнулин, 1959, 1960; Зайнулин, Палинкин, 1963; Зайнулин и др., 1964).

Среднее содержание в интрузии Норильск-1: $0,4 \times 10^{-4}\%$ Se и $0,12 \times 10^{-4}\%$ Te, что, соответственно, в 10 и 100 раз больше в сравнении с ориентировочными кларками элементов для основных пород ($5 \times 10^{-6}\%$ Se и $1 \times 10^{-7}\%$ Te; Виноградов, 1962).

Максимальное содержание элементов характерно для жильных сульфидных руд, меньшее — типично для контактово-инъекционных руд (во вмещающих породах подошвы интрузии) и минимальное отмечается в ликвационно-вкрапленных рудах (Зайнулин, 1960). В отдельных типах руд элементы имеют зональное распределение. Например, для них типичны более высокие содержания в такситовых долеритах по сравнению с пикритовыми (табл. 42). В жильных телах концентрация селена и теллура увеличивается к периферии и на участках выклинивания.

Таблица 42. Содержание селена и теллура в ликвационно-вкрапленных рудах интрузии Норильск-1 ($n \cdot 10^{-4}\%$; по Г. Г. Зайнулину, 1960)

Порода	Se	Te
Пикритовый габбро-долерит (средняя часть)	18—23	1—5
Пикритовый габбро-долерит (нижняя часть)	25—30	Сл.
Такситовый габбро-долерит (верхняя часть)	18—23	3—7
Такситовый габбро-долерит (верхняя+средняя часть)	45—50	12—16

Такое поведение элементов определяется их геохимическими свойствами. Близость ионных радиусов с серой ($r_{iS} = 1,74 \text{ \AA}$, $r_{iSe} = 1,91 \text{ \AA}$, $r_{iTe} = 2,11 \text{ \AA}$) объясняет присутствие селена и теллура в виде изоморфной примеси практически во всех исследованных сульфидных минералах (табл. 43). Однако главными концентраторами обоих элементов с учетом распространенности в рудах являются пентландит и особенно халькопирит.

Таблица 43. Содержание селена и теллура в рудных минералах интрузии Норильск-I ($n \cdot 10^{-4}\%$; по данным Г. Г. Зайнуллина, 1960)

Минерал	Число проб	Se	Te	Se/Te
Магнетит I	1	Сл.	Сл.	—
Пирротин I	7	51	4,5	11
Пентландит I	3	69	28,0	2,5
Халькопирит I	7	130	18,0	7,2
Халькопирит II	3	105	22,0	4,8
Кубанит	1	80	7,0	11,4
Борнит	2	125	12,5	10,0
Миллерит	1	5	Сл.	—
Пирит	1	Сл.	Сл.	—

Эта специфика позволяет в общем виде объяснить поведение селена и теллура в процессе формирования месторождения Норильск-I. Поскольку в рудах Норильска халькопирит является вторым по распространенности минералом (после пирротина), то от характера его распределения во многом зависит поведение селена и теллура. В свою очередь поведение меди, которая практически нацело связана с халькопиритом (Смирнова, Альмухамедов, 1967), определяется процессом дифференциации сульфидного расплава.

Инъекционные руды (вкрапленные и жильные) формируются в результате выдавливания кристаллизующегося отликвировавшего расплава в трещины скалывания и срыва, а также в контактовые швы между породами. Поскольку при этом пирротин частично уже успевает закристаллизоваться, выжатый расплав обогащается медью и никелем (Годлевский, 1959). В связи с этим вполне естественно более высокое содержание селена и теллура в инъекционных жильных и вкрапленных рудах, обогащенных пентландитом и халькопиритом.

Таким образом, обогащение селеном и теллуrom халькопирита в сравнении с пирротинном свидетельствует о стремлении указанных элементов, как и меди (Годлевский, 1959, 1960), преимущественно концентрироваться в остаточных сульфидных расплавах.

Характерно, что при этом происходит не только абсолютное, но также и относительное обогащение расплава редкими элементами в сравнении с серой, что подтверждается уменьшением сера-селеновых и сера-теллуrowых отношений от ликвационных руд к инъекционным (табл. 44). Это в свою очередь свидетельствует об ограниченном изоморфизме указанных редких элементов с серой, что подчеркивает в своей работе и Г. Г. Зайнулин (1960).

Таблица 44. Сера-селеновое и сера-теллуговое отношение в рудах месторождения Норильск-I (по Г. Г. Зайнуллину, 1960)

Типы руд	S/Se	S/Te
Ликвационно-вкрапленные руды	7800	58 500
Жильные руды	5000	36 900
Инъекционно-вкрапленные руды	3000	26 200

Тесной связью с халькопиритом объясняется и зональное распределение селена и теллура в рудах. Как было показано выше, в процессе ликвации сульфидного расплава медь (халькопирит) концентрируется преимущественно не в пикритовых, а в такситовых габбро-долеритах. Именно этим определяются повышенные концентрации здесь же селена и теллура.

В рудных жилах дифференциация сульфидного расплава приводит к концентрации селена, теллура (как и меди) в остаточной жидкости, что предопределяет зональное распределение перечисленных элементов с увеличением их содержания к апикальным частям рудных жил.

Процесс накопления селена, теллура (и меди) в остаточных сульфидных расплавах с переходом при понижении температуры к растворам приводит к формированию на конечных стадиях процесса халькопирит-миллеритовых руд, обогащенных платиноидами, золотом (серебром), свинцом, цинком и другими элементами. Они образуют микровключения минералов, которые по крайней мере частично представлены селенидами и теллуридами (Зайнулин и др., 1963, 1964). Помимо этих минералов, предполагается также присутствие селенидов и теллуридов висмута, сурьмы, меди, никеля и кобальта.

Рассматривая геохимию селена и теллура, следует остановиться еще на одном интересном вопросе — относительной распространенности элементов в минералах и рудах. На фоне общего их увеличения в ряду минералов пирротин — пентландит — халькопирит наблюдается параллельное обогащение пентландита и халькопирита теллуrom по отношению к селену. Кроме того, низкотемпературные генерации одного и того же минерала (халькопирит) также обогащаются теллуrom в сравнении с высокотемпературными генерациями (см. табл. 43). Последнее хорошо согласуется с экспериментальными данными, согласно которым отношение элементов (Se/Te) уменьшается при снижении температуры распада твердых растворов (Зайнулин, 1960). Это в свою очередь должно предопределять относительное обогащение

руд теллуrom к концу процесса дифференциации сульфидного расплава на фоне общего увеличения концентрации рассматриваемых элементов в том же направлении.

В какой-то мере последнее подтверждается результатами определения селена и теллура в различных по вещественному составу типах руд, согласно которым отношение Se/Te имеет максимальное значение в пирротиновых рудах (14—15), меньшее — в халькопирит-кубанитовых (10) и минимальное — в халькопиритовых и халькопирит-пентландитовых рудах (8). Тем не менее Г. Г. Зайнулин (1960) приходит к выводу об увеличении отношения в направлении от ликвационных руд к инъекционным, не объясняя причин противоречия этого вывода с ранее приведенным материалом. По-видимому, этот вопрос еще ждет своего уточнения.

Таким образом, характерной чертой геохимии селена и теллура является их способность (вместе с медью) накапливаться к концу рудного процесса (включая гидротермальную стадию), где они, помимо изоморфного вхождения в сульфидные минералы, могут давать собственные минеральные фазы. Эта особенность позволяет считать, что при камерной дифференциации силикатного расплава, формирующего интрузию в целом, также должно наблюдаться обогащение этими элементами остаточных магм, где происходит увеличение концентрации (в различной степени) серы, меди и других элементов с резко выраженными халькофильными свойствами.

УГЛЕРОД

В связи с проблемой алмазности Сибирской платформы А. П. Лебедевым (1957) в долеритах и туфах была изучена распространенность свободного (несвязанного) углерода.

Полученные данные (табл. 45) свидетельствуют о повышенном содержании свободного углерода в траппах Сибири как по сравнению с кларком ($100 \times 10^{-4}\%$) для основных пород (Виноградов, 1962), так и в сравнении с отдельными основными интрузиями других районов. Например, в габбро, а также в диабазах и тешенитах габброидного массива Яллинг-Нер содержание углерода находится на уровне соответственно $(80—180) \times 10^{-4}\%$ и $(80—200) \times 10^{-4}\%$. Аналогичные значения ($\approx 200 \times 10^{-4}\%$) характерны для пикритов и анортозитов Джугджурского анортозитового массива.

Исследование пород под микроскопом при больших увеличениях (до 360) не позволило обнаружить в них видимых зерен графита или других минералов углерода. По-видимому, свободный углерод присутствует в траппах в тонкодиспергированном состоянии. Косвенным указанием на возможность образования субмикроскопических выделений графита является наблюдаемое в отдельных случаях замутнение зерен пироксена и плагиоклаза.

Таблица 45. Содержание свободного (несвязанного) углерода в долеритах и туфах Сибирской платформы ($n \cdot 10^{-4}\%$, по А. П. Лебедеву, 1957)

Породы, район	Число проб	С
1. Оливиновые долериты		
Бассейн Нижней Тунгуски	47	270
Бассейн Подкаменной Тунгуски	53	220
Среднее	100	243
2. Долериты с кварцем и микропегматитом		
Бассейн Нижней Тунгуски	23	820
Бассейн Подкаменной Тунгуски	4	440
Среднее	27	765
3. Туфы		
Бассейн Подкаменной Тунгуски	5	350
Среднее по траппам	132	354

Повышенное содержание свободного углерода в долеритах Сибирской платформы связано с исходной «зараженностью» магмы этим элементом в подкорковых условиях. Об этом свидетельствует постоянное и равномерное присутствие углерода в породах формации независимо от глубины залегания, мощности интрузий и расстояния от контакта. Например, в оливиновых долеритах оно находится на уровне $(100—540) \times 10^{-4}\%$, в долеритах с кварцем и микропегматитом $(410—1480) \times 10^{-4}\%$.

Кроме того, на магматический характер углерода в долеритах указывает широкое развитие кальцитовый минерализации, связанной со всеми фациями траппов и проявленной в широком диапазоне температур — от образования кальцитового мезостазиса в некоторых долеритах до формирования низкотемпературных месторождений исландского шпата.

Обогащение углеродом отдельных фаций траппов, в данном случае долеритов с кварцем и микропегматитом (см. табл. 45), может быть объяснено с двух позиций.

А. П. Лебедев считает эти породы гибридными и увеличение в них углерода объясняет ассимиляцией углистых сланцев фундамента платформы. Если же исходить только из магматических представлений о генезисе долеритов, что не в меньшей степени

правомерно (например, Лурье и др., 1962), то данные породы следует рассматривать в качестве поздних продуктов дифференциации расплава, обогащенных кремнеземом и щелочами. Следовательно, увеличение содержания в этих породах свободного углерода свидетельствует о его накоплении к концу процесса дифференциации магмы.

Этот вывод согласуется с заключением А. П. Лебедева (1957) о возрастании углерода в более поздних дифференциатах (жильные породы) габброидных массивов.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОВЕДЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССАХ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЫ

Приведенные выше данные по особенностям распределения редких элементов в породах трапповой формации показывают, что их поведение, как и поведение петрогенных элементов, контролируется двумя группами процессов: процессами стадии докамерной дифференциации и процессами стадии камерной дифференциации (Нестеренко, Альмухамедов, 1972).

На стадии докамерной дифференциации в относительно магнезиальных членах серий накапливаются такие элементы, как медь, никель, кобальт, хром; в более железистых — титан, ванадий, рубидий, стронций и др. Это четко фиксируется на примере эффузивной фации траппов Норильского района, где с увеличением магнезиальности пород пермского вулканического цикла (от ивакинской свиты к грудчихинской) закономерно возрастает содержание первой группы элементов и уменьшается — второй (табл. 46).

Аналогичная в целом картина наблюдается и при сопоставлении средних составов дифференцированных интрузий (табл. 47): более магнезиальным массивам свойственны повышенные концентрации хрома, никеля и кобальта, железистым — титана и ванадия. Особенности распределения других элементов проявлены менее четко, хотя и наблюдается слабо выраженная тенденция в увеличении концентраций цинка, рубидия и редкоземельных элементов с возрастанием железистости интрузий.

Общность поведения большинства изученных редких элементов в процессе докамерной дифференциации как в пределах одного района, так и в пределах платформы согласуется с выводами исследователей трапповой формации об одинаковом характере глубинной эволюции базальтового расплава в различных локальных очагах и о близости состава исходного субстрата (Кравцова, 1966). Эти данные являются также косвенным свидетельством малой значимости процессов глубинной ассимиляции базальтовой магмой сиала земной коры.

Т а б л и ц а 46. Изменение содержания ($\mu \cdot 10^{-4}$) редких элементов в базальтах Пермского вулканического цикла (Норильский район)

Слиты	Число обр.	К _ф	Халькофильные элементы						Литофильные элементы						
			Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Cr	Ti	V	Li	Rb	Sr	Ba	Tr ₂ O ₃
Иванская	17	67,80	54	10	10	9,5	120	51	12 700	190	14	64	850	900	250
Сыверминская	25	63,24	130	20	20	9,5	80	160	9 000	93	14	43	710	720	170
Гудчихинская	53	51,48	210	49	50	9,5	80	300	8 200	68	14	17	405	330	85
Среднее	95	60,80	131	16	27	9,5	90	170	9 980	147	14	41	725	650	135

Влияние докамерных процессов на перераспределение редких элементов неравноценно. Наиболее чувствительны к ним такие элементы, как хром, никель, медь. Их максимальные концентрации в соответствующих породах могут превышать минимальные более чем в 5—6 раз (см. табл. 46). В меньшей степени чувствительны к докамерным процессам титан, цинк, рубидий, стронций и другие элементы. Для ряда элементов, например лития и свинца, не наблюдается приуроченности к определенным по составу членам генетически связанных серий пород. Таким образом, докамерная дифференциация предопределяет исходное обогащение или обеднение расплава теми или иными элементами, которое в последующем усиливается при камерной дифференциации расплава, где происходит дальнейшее перераспределение вещества.

В дифференцированных траппах данные по распределению редких элементов (равно, как и по петрогенным) позволяют выделить две крайних разновидности пород, занимающих фиксированное положение в интрузиях: магнезиальные породы раннего этапа кристаллизации в приподожвенных частях пластовых тел и обогащенные железом и кремнием породы позднего и заключительного этапов кристаллизации в верхней трети вертикального разреза интрузий.

В первых накапливается хром, кобальт, никель, барий; во вторых — титан, ванадий, ниобий, цирконий, гафний, рубидий, стронций, редкие земли. Для халькофильных элементов — меди, серебра, цинка, кадмия и золота — характерно двойственное поведение. Они концентрируются как в начальных продуктах дифференциации, так и в остаточных маг-

мах при более низких содержаниях в остальных типах пород. Литий и свинец характеризуются инертностью поведения.

Таким образом, особенности распределения редких элементов в дифференцированных траппах в целом показывают, что характер их поведения при дифференциации *in situ* результативно близок докамерной дифференциации расплава. В обоих случаях эволюция магмы приводит к накоплению определенных групп элементов в специфических по составу породах. Это позволяет в первом приближении считать камерную дифференциацию расплава результативной геохимической моделью докамерной эволюции трапповой магмы, хотя физико-химические условия обоих процессов резко различны (Йодер, Тилли, 1965).

Наряду с принципиально одинаковым поведением одних и тех же элементов в процессе камерной дифференциации расплава наблюдаются существенные различия в характеристике их распределения. Это обусловлено рядом причин, в числе которых наиболее существенны исходный состав магмы, степень (глубина) ее дифференциации и формы связи элементов в расплаве и кристаллических решетках минералов.

Как было подчеркнуто выше, исходный состав магмы определяет ее «зараженность» той или иной группой редких элементов. Например, хром, никель и кобальт показывают наиболее высокое содержание в породах интрузий норильского типа (см. табл. 10), уже первоначально обогащенных этими элементами. С другой стороны, максимальные содержания титана и ванадия характерны для железистых пород других типов интрузий (например, для аламджахского типа), исходный расплав которых был обеднен магнием и обогащен железом. Эта особенность, хотя и в меньшей степени, проявляется и для других элементов (цинк, рубидий, редкие земли), что позволяет считать протообогащение важным фактором дальнейшего концентрирования элементов при камерной дифференциации расплава.

Вместе с тем процесс камерной дифференциации имеет большее значение для концентрирования редких элементов по сравнению с докамерным процессом (см. табл. 10). Особенно это характерно для глубоко дифференцированных массивов (норильский и аламджахский типы). Например, в Черногорской интрузии (норильский тип) концентрация хрома в пикритовых долеритах превышает его содержание в габбро-пегматитах и смежных породах верхних горизонтов более чем в 30 раз, никеля и кобальта в 20—80 раз (с учетом такситовых долеритов). С другой стороны, в феррогаббро Аламджахской интрузии отмечаются наиболее высокие концентрации титана и ванадия.

Таким образом, разделение элементов, начавшееся в процессе зарождения и докамерной эволюции магмы, достигает максимального значения на стадии камерной дифференциации расплава с образованием в отдельных случаях рудных концентраций (медно-никелевые месторождения норильского типа).

Таблица 47. Среднее содержание редких элементов в некоторых дифферен-

Интрузии	K _ф	Халькофильные элементы				
		Ni	Co	Cu	Pb	Zn
Анакитская	77,40	38 (21)	15 (20)	180 (19)	15 (8)	56 (8)
Кайерканская	73,20	95 (48)	20 (48)	345 (48)	17 (17)	83 (18)
Падунская	72,04	120 (49)	47 (49)	170 (49)	16 (5)	60 (5)
Аламджахская	70,90	40 (21)	22 (21)	135 (24)	13 (8)	48 (6)
Ербейжская	60,07	85 (47)	24 (47)	134 (47)	—	—
Норильск-1	55,00	210 (25)	89 (25)	260 (25)	—	—
Черногорская	50,40	320 (32)	64 (32)	150 (32)	18 (16)	48 (16)
Нижнефокинская	41,20	640 (168)	61 (168)	—	—	—
Долериты Сибирской платформы	64,48	110	34	110	—	—

Специфика поведения элементов при камерной дифференциации магмы определяется их химическими свойствами, которые приводят к концентрированию или рассеиванию элементов в минеральных фазах. В соответствии с существующими представлениями о ионном строении расплавов (Есин, Гельд, 1966; Ringwood, 1955), элементы в магме присутствуют в катионной и комплексной анионной формах. Преобладание той или иной формы определяется статистически и зависит от сродства элемента к кислороду, которое в первом приближении выражается ионным потенциалом (заряд элемента/радиус иона).

В соответствии с табл. 48 практически все одно- и двухвалентные элементы имеют низкий ионный потенциал и находятся в расплаве в катионной форме; главная масса высоковалентных элементов с высоким ионным потенциалом — в форме анионных комплексов.

Предложенная схема удовлетворительно согласуется с экспериментальными данными по диффузии элементов в силикатных шлаках, согласно которым не только кремний, но также титан, ванадий, ниобий и цирконий находятся в расплаве в форме анионных комплексов типа Me_xO_y (Есин, Гельд, 1966). Отмеченная особенность существования различных форм элементов важна с точки зрения их связи в кристаллизующихся из магмы минералах.

Низковалентные элементы, присутствуя в расплаве в катионной форме, в процессе кристаллизации расплава подчиняются правилу изоморфизма В. М. Гольдшмидта (разница в радиусах ионов не более 15%; при одинаковой валентности — преимущественное вхождение иона с меньшим радиусом иона, при различной валентности — преимущественное вхождение иона с более

цированных трапповых интрузиях Сибирской платформы ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Литофильные элементы							
Cr	Ti	V	Li	Rb	Sr	Ba	Tr ₂ O ₃
75 (23)	13 000 (19)	115 (18)	—	—	—	—	—
43 (48)	13 100 (25)	140 (48)	12 (9)	23 (9)	620 (46)	250 (46)	—
120 (49)	12 100 (17)	210 (49)	13 (6)	31 (6)	570 (14)	210 (14)	150 (6)
210 (29)	11 300 (43)	370 (21)	23 (41)	20 (41)	840 (30)	180 (30)	130 (8)
125 (47)	—	98 (47)	—	—	—	—	—
600 (37)	5 260 (13)	60 (37)	—	—	780 (25)	290 (25)	—
720 (32)	5 900 (47)	40 (29)	22 (36)	15 (36)	650 (29)	450 (29)	120 (9)
—	—	—	—	—	—	—	—
180	8 880	190	16	16	690	360	110

высоким зарядом). Правило имеет силу при одинаковой электроотрицательности элементов (Ringwood, 1955).

Для высоковалентных элементов, образующих анионные комплексы, вхождение в минералы возможно при условии одинакового строения комплекса элемента-хозяина в минерале и комплекса элемента-примеси. Изоморфизм такого рода имеет ограничения (несовершенный изоморфизм) при условии большего заряда и (или) большего размера центрального катиона комплекса элемента-примеси.

Разбирая комплексобразование в силикатных расплавах, Рингвуд (Ringwood, 1955) ограничил свою задачу рассмотрением структуры тетраэдра MeO_4 . Придя на основе такого анализа к правильному в общем выводу о накоплении ряда высоковалентных элементов в остаточных магмах в силу невозможности их вхождения в силикаты на место SiO_4^{4-} , он не рассмотрел роль комплексов титана и окисного железа в процессе дифференциации магмы, имеющих важное значение для геохимии, например, ниобия, тантала, циркония, гафния, хрома и ванадия.

Фактический материал по дифференцированным интрузиям показывает, что в трапповой магме титан связывается в ульвошинели (Fe_2TiO_4), ильмените ($FeTiO_3$) и в подчиненных количествах в пироксене и биотите, где он изоморфно замещает окисное железо по схеме $Ti^{4+}, Fe^{2+} \rightarrow 2Fe^{3+}$ или $Ti^{4+} \rightarrow Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$ (Нестеренко, Альмухамедов, 1966; Альмухамедов, 1968). Это указывает на одновременное присутствие в расплаве в равновесных соотношениях различных форм элемента — от катиона Ti^{4+} до типичного аниона TiO_4^{4-} .

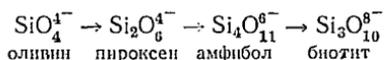
От пород ранней стадии кристаллизации к поздним (габбропегматиты, феррогаббро) количество ильменита и концентрация

Таблица 48. Взаимотношение между ионными потенциалами катионов и их поведением в магмах (Ringwood, 1955)

Катион	Ионный потенциал	Поведение	Катион	Ионный потенциал	Поведение	Катион	Ионный потенциал	Поведение
Cs ¹	0,60	Ионы, присутствующие в расплаве в катионной форме	Zn ²	2,70	Ионы присутствуют в расплаве в катионной и комплексной анионной формах, которые находятся в равновесии. Равновесные соотношения определяются составом магмы. В большинстве магм они ведут себя главным образом как катионы	Ga ³	4,83	Ионы, образующие комплексы, устойчивость которых уменьшается с уменьшением ионного потенциала
Rb ¹	0,68		Fe ²	2,70		Zr ⁴	5,08	
Ta ¹	0,68		Co ²	2,78		Hf ⁴	5,12	
K ¹	0,75		Cu ²	2,78		Sn ⁴	5,64	
Ag ¹	0,79		Ni ²	3,00		Be ²	5,72	
Na ¹	1,03		Mg ²	3,04		Al ³	5,88	
Cu ¹	1,04		Bi ²	3,12		Ti ⁴	5,88	
Li ¹	1,47		Sc ³	3,72		Ta ⁴	7,35	
Ba ²	1,49		Th ⁴	3,92		Nb ⁵	7,50	
Pb ²	1,67		Sb ³	3,96		Ge ⁴	7,56	
Sr ²	1,79		V ³	4,05		V ⁵	8,50	
Hg ²	1,82		U ⁴	4,12		Si ⁴	9,52	
Ca ²	2,02		Fe ³	4,68		Mo ⁶	9,66	
Cd ²	2,06		Cr ³	4,77		W ⁵	10,85	
Sn ²	2,16					As ³	13,05	
Mn ²	2,50					B ³	14,30	
Редкие земли	2,64—3,48					S ⁶	19,98	
				C ³	25,00			

титана в пироксенах увеличиваются. В гранофирах титан связан преимущественно в форме сфена ($\text{CaTiO}_3[\text{SiO}_4]$).

Процесс дифференциации силикатных систем, в том числе и основного состава, идет в сторону увеличения степени полимеризации (поликонденсации) остаточных расплавов (Анфилогов, Альмухамедов, 1970). Это подчеркивается, в частности, большей степенью полимеризации анионных каркасов минералов в реакционных рядах, например, в известном ряду Боуэна — Розенбуша:



В соответствии с увеличением степени полимеризации остаточных магм увеличивается и степень их кислотности. Естественно, что с возрастанием кислотности кремнекислородных группировок исходные равновесные соотношения в расплаве будут сдвигаться в сторону диссоциации титановых комплексов: $\text{TiO}_4^{4-} \rightarrow \text{TiO}_3^{2-} \rightarrow (\text{TiO}_2^+) \rightarrow \text{Ti}^{4+}$, с увеличением роли катионной формы элемента.

Примерно такая же картина наблюдается и для редких элементов с той лишь разницей, что степень диссоциации в соответствии со значением ионного потенциала для них различна. Это видно на примере циркония, который имеет более низкий ионный потенциал и в связи с этим его комплексы диссоциированы больше титана с образованием катионной формы в количествах, достаточных для образования акцессорного циркона. Кроме того, максимально ассоциированные комплексы циркона характеризуются минимальным зарядом ZrO_3^{2-} (Brooks, 1969) по сравнению с TiO_4^{4-} у титана.

Для ниобия и тантала, имеющих более высокий ионный потенциал в сравнении с титаном, диссоциация комплексов должна быть меньше. Поэтому наряду с комплексами типа $\text{Nb}(\text{Ta})\text{O}_3^{3-}$ и $\text{Nb}(\text{Ta})\text{O}_4^{3-}$, способных к изоморфизму с TiO_3^{2-} и TiO_4^{4-} , ниобий и тантал, по-видимому, имеют и более высокозаряженные комплексы типа $\text{Nb}(\text{Ta})\text{O}_6^{7-}$ (Goldschmidt, 1954), которые затруднительно входят в структуру титаномagnetитов и ильменитов.

Это обстоятельство, а также несовершенный изоморфизм ниобия и тантала с титаном в силу более высокого их заряда (Ringwood, 1955) определяют поведение этих двух элементов в процессе дифференциации. Они преимущественно остаются в расплаве и концентрируются в остаточной магме.

Аналогичное поведение циркония и гафния объясняется большой разницей радиусов центральных катионов в комплексах этих элементов, с одной стороны, и титана, — с другой (40%; Ringwood, 1955).

Поэтому при частичном изоморфизме в ильменитах ZrO_3^{2-} с TiO_3^{2-} значительная часть циркония (и гафния) остается в рас-

плаве, накапливается подобно ниобию и танталу в остаточных магмах, показывая здесь аномально высокие концентрации (см. табл. 10).

Комплексная форма элементов, хотя и в меньшей степени, характерна также для хрома и особенно ванадия. Это подчеркивается связью данных элементов с рудными минералами, где они замещают окисное железо. Последнее в свою очередь «...склонно к формированию комплексных анионов, чему способствует его высокий электрический потенциал» (Есин, Гельд, 1966).

Комплексы хрома, образуя с закисным железом хромитовую составляющую, выводятся из расплава на ранних стадиях дифференциации, показывая максимальные содержания в титаномагнетитах из пикритовых долеритов. Комплексы ванадия, напротив, в максимальной степени концентрируются в титаномагнетитах поздних и заключительных стадий дифференциации (см. табл. 27).

Следует подчеркнуть, что комплексы ванадия в расплаве устойчивее комплексов хрома. Последние в значительном и даже подавляющем количестве могут быть диссоциированы в магме до катионной формы и активно связываться не только в окиснорудных, но и в кристаллизующихся силикатных минералах. В то же время ванадий в расплаве остается в комплексной форме практически на протяжении всего периода дифференциации расплава, что подчеркивается его преимущественной связью с окисными рудными минералами. Такая картина наблюдается, помимо траппов Сибирской платформы, также и в породах Скергардской интрузии (Wager, Mitchell, 1951). Экспериментальным подтверждением справедливости высказанного положения является изучение диффузии элементов в силикатных шлаках, согласно которым хром в расплаве находится в катионной форме, а ванадий в виде комплексных анионов (Есин, Гельд, 1966).

Таким образом, присутствие в расплаве ниобия, тантала, циркония, гафния, хрома и ванадия в комплексной форме и аналогия комплексов этих элементов с комплексами титана и окисного железа приводит к тесной связи перечисленных редких элементов в процессе кристаллизации магмы с рудными минералами (титаномагнетит, ильменит), которые в главной массе пород являются для них минералами-концентраторами.

Катионная форма низковалентных элементов в расплаве не предполагает одинакового (или близкого) их поведения в процессе дифференциации и кристаллизации расплава. Это объясняется свойствами элементов и прежде всего их сродством к кислороду и сере, что предопределяет присутствие того или иного элемента в сульфидной форме или в виде кислородного соединения (окисные рудные минералы, силикаты).

Термодинамические расчеты позволили А. А. Маракушеву и Н. И. Безмену (1969) определить ряд понижающегося средства

элементов к сере: Pt^{2+} , Ag^+ , Pt^{4+} , Ir^{4+} , Hg^{2+} , Ir^{3+} , Tl^+ , Cu^+ , Mo^{4+} , Cu^{2+} , Cd^{2+} , Pb^{2+} , In^{2+} , Bi^{3+} , Zn^{2+} , Re^{4+} , Ni^{2+} , Co^{2+} , In^{3+} , Sb^{2+} , Sn^{2+} , Ba^{2+} , Sr^{2+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Li^+ , Ti^{2+} , Na^+ , Ti^{4+} , Al^{3+} , B^{3+} , Si^{4+} , K^+ , Be^{2+} .

В общем случае предложенный ряд убывающей халькофильности элементов согласуется с эмпирическими данными В. В. Щербины (1969): $Hg - Ag - Cu - Pb - Cd - Zn - Ni - Co - Fe - Sn - Mn - V$, а также расчетами Ноккольдса (Nockolds, 1966).

Изучение геохимии траппов Сибирской платформы показывает, что редкие элементы полностью вписываются в предложенную схему. Так, элементы по кобальт включительно обладают халькофильными свойствами, остальные (литий, рубидий, барий, стронций, редкие земли) — отчетливо оксифильны.

Более того, ряд элементов — серебро, медь, кадмий, свинец, цинк, никель, кобальт — в общем случае является рядом понижающейся халькофильности. Если серебро и медь встречаются в траппах только в сульфидной форме (Нестеренко и др., 1969; Смирнова, Альмухамедов, 1967), то никель и кобальт связываются в сульфидах и, кроме того, входят в окисные рудные и силикатные минералы (Смирнова и др., 1968).

Более халькофильные в сравнении с никелем свойства цинка и свинца доказываются минералогическим анализом траппов, в которых отмечаются акцессорные галенит и сфалерит при редких сульфидах никеля и резко подчиненном значении акцессорного пирротина, с которым изоморфно связывается этот элемент (Надеждина, 1961).

На поведение халькофильных элементов в процессе дифференциации магмы большое значение оказывает содержание серы в исходном расплаве, вопрос об источнике которой до сих пор остается дискуссионным.

При относительно высоком содержании серы, как это отмечается в рудоносных интрузиях норильского типа, халькофильные элементы в значительной степени связываются в ликвидирующем сульфидном расплаве, гравитационная аккумуляция которого в приподожвенных горизонтах приводит к обогащению ранних пород халькофильными элементами. При этом, поскольку ликвидация сульфидного расплава возможна, по-видимому, раньше массового фракционирования расплава, максимум содержания халькофильных элементов (медь, серебро, золото, кадмий, никель, кобальт) может находиться гипсометрически ниже наиболее магнетиальных пород (пикритовые долериты).

Отмечая большую роль ликвидации сульфидного расплава, следует вместе с тем подчеркнуть, что часть халькофильных элементов остается в силикатном расплаве и концентрируется в остаточных магмах, давая второй максимум содержания в поздних или конечных дифференциатах интрузий. Последнее является результатом как отжимания халькофильных элементов с остаточным

расплавом в верхние горизонты интрузий, так и участием летучих в их переносе (Краускопф, 1960).

Связывание халькофильных элементов в ликвирующем сульфидном расплаве, вероятно, несколько разделено во времени. Как видно из рис. 12 и 14, максимум меди в зоне подошвы Черногорской интрузии несколько ниже максимума никеля и кобальта. Аналогичная особенность характерна и для интрузии Норильск-1 (Роговер, 1959). По-видимому, это является следствием несколько опережающей миграции сульфидного расплава, обогащенного медью.

При низком содержании серы (интрузии аламджахского и ангарского типов) ликвация и гравитация сульфидного расплава проявлена незначительно, в связи с чем нижние максимумы халькофильных элементов выражены слабо. В этом случае халькофильные элементы, за исключением никеля и кобальта, продолжительное время остаются в расплаве, обогащая породы поздних и заключительных этапов кристаллизации. Именно этим можно объяснить различное соотношение максимумов халькофильных элементов в интрузиях различного состава, как это показано на примере меди (Смирнова, Альмухамедов, 1967).

В отличие от меди и серебра, которые находятся в дифференцированных траппах главным образом в сульфидной форме, никель и кобальт (а также свинец, цинк, кадмий) могут в значительных количествах концентрироваться в окисных рудных и силикатных минералах — титаномагнетитах, ильменитах, оливинах и пироксенах (Смирнова и др., 1968). Причем содержание элементов в них возрастает с увеличением магнезиальности минералов. Это приводит к тому, что даже при низких содержаниях серы никель и кобальт концентрируются в приподошвенных горизонтах интрузии вместе с осаждающимися здесь в процессе гравитации ранними темноцветными минералами. Однако в этом случае максимум никеля и кобальта выражен менее отчетливо и заметных рудопроявлений и тем более месторождений не образуется (Альмухамедов, 1969).

Яркой иллюстрацией влияния серы на поведение никеля и кобальта служит Нижнефокинская интрузия, расположенная в центральной части норильского плато (Архипова, Начинкин, 1963). Она относится к интрузиям норильского типа и дифференцирована достаточно сильно: от пикритовых долеритов до кварцевых долеритов и габбро-пегматитов. Вместе с тем максимальное содержание никеля и кобальта в пикритовых долеритах превышает их содержание в вышележащих породах не более чем в 2—2,5 раза. Это объясняется тем, что Нижнефокинская интрузия крайне бедна серой (0,006%) по сравнению, например, с интрузией Норильск-1 (содержание серы 0,950%) или Черногорской интрузией (0,28%). Поэтому никель и кобальт при формировании Нижнефокинской интрузии рассеиваются среди силикатных минералов и не дают рудных концентраций несмотря на высокое

их содержание в исходном расплаве ($640 \times 10^{-4}\%$ Ni и $61 \times 10^{-4}\%$ Co).

Таким образом, на примере халькофильных элементов, способных входить в различные минеральные фазы интрузивных основных пород, прослеживается влияние конкретных условий дифференциации на их поведение: они либо связываются в ликвидирующем сульфидном расплаве, либо входят в состав ранних темноцветных элементов, либо концентрируются вместе с летучими компонентами в остаточных магмах. Однако при достаточно высоком содержании серы в расплаве халькофильные элементы связываются главным образом в сульфидном расплаве. В этом проявляются их преимущественно халькофильные свойства.

Постмагматические процессы, которые в настоящей работе не рассматриваются, возможно, могут приводить к некоторому усложнению распределения халькофильных элементов либо за счет вторичного плавления пород приконтактовых зон интрузии (Золотухин, Васильев, 1967), либо за счет аутометасоматических и гидротермальных изменений пород (Мащак и др., 1966). Однако постмагматические и наложенные процессы не в полной мере ответственны за наблюдаемое распределение халькофильных элементов, поскольку характер их распределения одинаков во всех типах дифференцированных интрузий, включая и те, где эти процессы отсутствуют. Главными в этом отношении являются процессы собственно магматической стадии — фракционирование расплава и эманационная дифференциация, проходящие при различной, но существенной роли гравитационных процессов.

Поведение оксифильных элементов в процессе дифференциации магмы определяется в основном их способностью к концентрации и рассеиванию в силикатных минералах. Элементы, которые примерно в равной степени распределяются по всем минералам, практически не дают повышенных концентраций в какой-либо разновидности пород (например, литий, свинец).

Рубидий, строго следуя за калием (в плагиоклазах), с которыми он связан изоморфно, накапливается в остаточных расплавах и обогащает породы поздних этапов кристаллизации. В то же время стронций и барий, которые также связаны главным образом с плагиоклазами, изоморфно замещая здесь калий и кальций, показывают противоположное поведение в процессе дифференциации интрузий. Первый накапливается в кислых плагиоклазах поздних этапов дифференциации; второй, напротив, в более основных плагиоклазах, типичных для пород ранних этапов дифференциации. Здесь главным фактором распределения элементов является соотношение температур кристаллизации соединения элемента-хозяина и элемента-примеси (Киркинский, 1963).

Этими же причинами, по-видимому, определяется накопление к концу процесса дифференциации редких земель, изоморфно связанных с кальцием в темноцветных минералах. Поскольку коэффициенты распределения редких земель в процессе кристаллиза-

ции магмы меньше единицы, можно предположить более низкие температуры плавления их соединений в сравнении с порообразующими минералами. Это приводит к тому, что редкие земли в подчиненных количествах входят в структуру силикатных минералов и концентрируются на конечных этапах дифференциации в акцессорных минералах.

Таким образом, поведение редких элементов в процессе формирования дифференцированных траппов определяется как фракционированием расплава, так и свойствами элементов.

Фракционирование магмы (ликвация сульфидного расплава, кристаллизационная и эманационная дифференциация) предопределяет количественные различия в масштабах концентрации редких элементов в тех или иных породах или, иначе говоря, глубину дифференциации интрузии.

В то же время качественная характеристика поведения редких элементов определяется формой их связи в минеральных фазах и не зависит от типа интрузий. Она отражает сходство в процессах дифференциации трапповой магмы при формировании массивов любого типа с любой степенью дифференциации и определяется в значительной степени индивидуальными свойствами элемента.

Наибольшей способностью к концентрированию обладают те элементы, которые связываются в существенных количествах в собственных минеральных фазах или преимущественно связаны с какой-либо одной минеральной фазой. Применительно к траппам Сибирской платформы это особенно характерно для халькофильных элементов — меди, серебра, никеля, кобальта, а также для хрома, титана, ванадия, которые концентрируются либо в сульфидах, либо в окиснородных минералах.

Преимущественная связь редких элементов в силикатных минералах не способствует значительной их концентрации в какой-либо разновидности пород дифференцированных интрузий.

Особую группу составляют летучие элементы — фтор, хлор, сера, селен, теллур, углерод. Они имеют преимущественно подкоровый источник, что установлено на примере серы при изучении изотопного состава сульфидов из интрузий норильского типа (Виноградов, Гриненко, 1966).

В процессе камерной дифференциации магмы поведение элементов несколько иное. Фтор накапливается к концу процесса, сера может концентрироваться в зоне подошвы интрузии (ликвация) и во всех случаях — в поздних продуктах дифференциации расплава. Аналогично с некоторыми вариациями ведут себя селен и теллур. Хлор в дифференцированных траппах распределен равномерно.

Роль серы в процессе формирования ликвационных руд была рассмотрена выше. В данном случае представляет интерес накопление летучих, в том числе и серы, к концу процесса дифференциации. Поскольку, как это было отмечено выше, здесь же кон-

центрируются такие халькофильные элементы, как медь, серебро (цинк), то естественно предположить частичное их существование в легкоподвижной (газовой) фазе в виде соединений с серой.

В свою очередь концентрирование халькофильных элементов в легкоподвижной форме в остаточных магмах делает реальными представления о возможности их отторжения при соответствующей тектонической обстановке от расплава с последующей конденсацией газовой фазы во вмещающих породах и формированием рудопроявлений гидротермального типа.

Для траппов, имеющих малую мощность интрузивных тел, пластовое строение и в связи с этим незначительное накопление элементов в остаточных магмах, этот процесс должен иметь ограниченное значение. Однако, по-видимому, следует учитывать принципиальную возможность такого процесса и иметь его в виду при изучении трапповых интрузий.

НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОХИМИИ ТРАППОВ

Выяснение особенностей распределения и поведения редких элементов в процессе камерной (и докамерной) дифференциации магмы приводит к некоторым практическим выводам, касающимся геохимических методов поисков потенциально рудоносных интрузий. Рассмотрение материала под таким углом зрения показывает принципиальную возможность использования для этой цели хром-ванадиевые и хром-титановые отношения, а также формы нахождения в породах никеля и кобальта (Нестеренко, Смирнова, 1964; Альмухамедов, Смирнова, 1968; Смирнова и др., 1968).

Выше было показано специфическое поведение хрома, ванадия и титана в траппах Сибирской платформы: с увеличением магнезиальности интрузий в целом (докамерная дифференциация) и отдельных типов пород (камерная дифференциация) в них закономерно возрастает содержание хрома и снижается — титана и ванадия. В связи с этим в том же направлении закономерно возрастают хром-ванадиевые и хром-титановые отношения.

Главная масса траппов как недифференцированных (см. табл. 9), так и дифференцированных, но близких по составу «среднему траппу» (см. табл. 10), характеризуется низкими значениями отношений. Максимальные для них величины $Cr/V = 1,5$ и $(Cr \times 100)/Ti = 3,0$ можно принять в качестве верхних граничных значений нерудоносных интрузий. Потенциально рудоносные траппы норильского типа имеют отчетливо более высокие отношения элементов (см. табл. 10), что, по-видимому, является четким диагностическим признаком данных интрузий.

Однако вскрытые поисковые признаки имеют серьезное ограничение. Отмеченные особенности характеризуют интрузии в целом по средним составам, отражающим поведение элементов в процессе подкоровой эволюции магматического расплава. В поле-

вых же условиях полного разреза интрузии, как правило, не встречается, и геологи-поисковики имеют дело с отдельными горизонтами пород, вскрытыми эрозией на любом уровне. При этом в случае дифференцированных интрузий одного и того же состава и строения могут быть вскрыты горизонты с заметно отличающимся содержанием макро- и микроэлементов, в том числе хрома, ванадия и титана. В связи с этим возникает вопрос: насколько закономерности, установленные на примере средних составов интрузий, сохраняются в процессе камерной дифференциации расплава, формирующей расслоенные интрузии?

Результаты изучения распределения хрома, ванадия и титана в различных горизонтах пород дифференцированных траппов показывают, что изменение отношений элементов по вертикальному разрезу интрузии определяется главным образом колебаниями ванадия и титана.

В рудоносных норильских интрузиях содержание этих элементов значительно ниже, чем в остальных типах дифференцированных и недифференцированных траппов (см. табл. 10). Более высокое среднее содержание хрома в интрузиях повышенной магnezиальности (Норильск-1, гора Черная) недостаточно показательно при сопоставлении отдельных типов пород. Оно зависит прежде всего от высокой концентрации элемента в пикритовых долеритах $[(4000-7000) \times 10^{-4} \%$] и в меньшей степени в офитовых габбро-долеритах $[(410-625) \times 10^{-4} \%$]. В остальных разновидностях пород содержание хрома колеблется в пределах $(100-200) \times 10^{-4} \%$, что соответствует таким же значениям в траппах нормальной магnezиальности.

Следовательно, из рассмотренных элементов по абсолютному содержанию более или менее надежным показателем интрузий норильского типа являются только ванадий и титан; здесь их количество в отдельно взятых породах в 2—4 раза ниже, чем в нерудоносных дифференцированных и недифференцированных траппах. Однако более надежным критерием оценки рудоносности интрузии являются хром-ванадиевые и хром-титановые отношения. Величина Cr/V отношений в главной массе пород Норильской интрузии колеблется от 1,6 до 179, тогда как в остальных траппах оно достигает 1,1—1,5 лишь в отдельных случаях — в породах, обогащенных магнием (троктолитовые долериты; см. табл. 10). Это существенно, так как породами с повышенными Cr/V отношениями норильские интрузии сложены на 70—80%.

Учитывая, что данные породы в отличие от габбро-диоритов и такситовых габбро-долеритов не всегда хорошо диагностируются в полевых условиях на фоне широко распространенных недифференцированных траппов, особенности распределения в них хрома и ванадия могут помочь, а при высоких значениях хром-ванадиевых отношений четко определить принадлежность интрузии к норильскому типу.

Примерно такая же, но менее отчетливая картина наблюдается и для хром-титановых отношений. Значения $\text{Cr} \times 100 / \text{Ti}$ выше 3,00 характеризуют норильский тип интрузии, более низкие отношения типичны для прочих разновидностей траппов.

Таким образом, изучение поведения хрома, ванадия и титана в траппах Сибирской платформы свидетельствует о наличии специфических геохимических особенностей, отличающих по микроэлементному составу и отношениям элементов рудоносные норильские интрузии от широко распространенных траппов, как недифференцированных, так и дифференцированных.

В сравнении с рассмотренными выше элементами никель и кобальт в траппах должны явиться более надежным индикатором интрузии норильского типа, причем именно тех из них, которые несут оруденение. Как было показано в предыдущем разделе, подкоровая эволюция и камерная дифференциация расплава приводят к обогащению тем и другим элементом интрузий (и отдельных дифференциатов) с повышенным содержанием магния (см. табл. 47).

Однако высокое содержание никеля и кобальта в дифференцированных интрузиях норильского типа определяется, как и для хрома, резко аномальными их концентрациями в пикритовых и особенно такситовых габбро-долеритах (см. табл. 10). В остальных горизонтах пород содержание элементов отвечает значениям, типичным для «среднего траппа».

Следовательно, абсолютные содержания никеля и кобальта в породах не могут служить признаком рудоносности интрузии за исключением случаев, когда исследователь имеет дело с рудоносными горизонтами пикритовых и такситовых габбро-долеритов. Точно так же не показательны и отношения этой пары элементов.

Вместе с тем имеется возможность, которая представляется перспективной, использовать никель и кобальт в качестве поискового признака рудоносных интрузий. Как было показано выше, для камерной дифференциации различных по составу интрузий характерна общая закономерность — максимальные концентрации элементов приурочены к породам ранней стадии кристаллизации, расположенным в зоне подошвы интрузии, а минимальные — к породам заключительных этапов кристаллизации (габбро-пегматиты, диорит-пегматиты), тяготеющих к верхней части разрезов.

Однако в интрузиях, близких по составу «среднему траппу» (Падунская, Кайерканская), никель и кобальт коррелируются с магнием, в рудоносных же массивах, более магниезильных и глубоко дифференцированных, распределение указанных элементов аналогично распределению серы (сульфидов).

Такие особенности распределения никеля и кобальта свидетельствуют о нахождении этих элементов в массивах норильского типа преимущественно в сульфидной форме, что подтверж-

дается фазовым анализом на примере Черногорской интрузии (см. табл. 11). Причем эти особенности, наиболее характерные для нижних горизонтов рудоносных интрузий, сохраняются, хотя и в меньшей степени, в вышележащих породах, где сульфидная форма нахождения никеля и кобальта составляет 60—80%.

В дифференцированных траппах других типов основное количество никеля и кобальта входит изоморфно в порообразующие темноцветные минералы, а с сульфидами связано не более 32% никеля и 25% кобальта от общего их содержания в породе.

Такое поведение никеля и кобальта в дифференцированных траппах, определяемое уровнем содержания серы в исходном расплаве, должно, по-видимому, характеризовать не столько интрузии норильского типа, сколько именно те из них, которые являются рудоносными. Подтверждением этому служит Нижнефокинская интрузия (Архипова, Начинкин, 1963), в которой, несмотря на высокое содержание никеля и кобальта, не образуются рудных концентраций в связи с низким содержанием серы в расплаве.

Все сказанное с учетом исследований Д. А. Додина (1963), согласно которым в базальтах северо-запада Сибирской платформы никель связан в сульфидах лишь на 10—20%, позволяет думать, что указанные выше значения сульфидного никеля и кобальта (32 и 25%) должны являться верхней границей, характеризующей безрудные траппы. Значения выше этих пределов, особенно более 60—70% сульфидного никеля и кобальта, должны, по-видимому, определять рудоносные интрузии.

Таким образом, если повышенные хром-ванадиевые и хром-титановые отношения в траппах Сибирской платформы ($Cr/V > 1,5$ и $(Cr \times 100)/Ti > 3,0$) характеризуют магнезиальные, потенциально рудоносные траппы норильского типа, то повышенное содержание в породах данных интрузий сульфидного никеля и кобальта должно служить критерием их рудоносности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренная выше геохимия траппов Сибирской платформы отображает поведение редких элементов на собственно магматической стадии формирования основных пород. При этом полученные результаты применимы, по всей вероятности, не только к сибирским траппам, но также и к другим аналогичным по возрасту, составу и условиям образования формациям, широко развитым в различных регионах, например, в Южной Африке, Индии, Южной Америке, на острове Тасмания, в Антарктиде и других местах.

Изучение абсолютного возраста траппов показало, что магмообразование при их формировании многофазно и укладывается в интервал времени 270—140 млн. лет, что соответствует перми — юре (Афанасьев, 1969). В эти возрастные границы попадают траппы Южной Африки (190—154 млн. лет), Тасмании (167 млн. лет), Антарктиды (165—147 млн. лет), бассейна р. Параны (140 млн. лет) и других районов (McDougall, 1961, 1963; Крылов, Равич, 1964; Афанасьев, 1969). По-видимому, указанный возрастной интервал следует считать периодом наибольшей активности траппового магматизма, поскольку дальнейшие исследования, например, для траппов Сибирской платформы показывают, что возрастные границы для них могут быть расширены от 522 до 113 млн. лет (Михеенко, Ненашев, 1952; Анодин, Ненашев, 1963; Лебедев, Краковский, 1967; Кузнецов и др., 1969).

Наряду с близкими возрастными границами трапповые формации различных районов имеют сходный химический состав (табл. 49), что определяется аналогичными структурно-тектоническими условиями их формирования (платформенный режим, трещинный тип излияния, преимущественное развитие пластовых интрузий). Эти особенности предопределяют сходство трапповых формаций различных районов не только в общих чертах, но и в деталях, включая образование различных типов дифференци-

Таблица 49. Средние составы траппов различных районов (по Кутолину, 1969)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,43	51,88	49,42	48,31	53,13	54,06
TiO ₂	1,48	1,34	2,15	1,44	0,60	0,72
Al ₂ O ₃	15,35	15,30	14,06	14,52	16,13	15,85
Fe ₂ O ₃	3,59	1,35	3,80	4,95	1,00	1,85
FeO	9,39	9,12	9,33	8,20	8,08	7,33
MnO	0,19	0,23	0,18	0,19	0,14	0,15
MgO	6,18	6,92	5,26	6,88	6,05	5,60
CaO	10,69	10,03	9,95	10,83	11,23	10,03
Na ₂ O	2,18	2,09	2,67	2,23	1,64	1,94
K ₂ O	0,73	0,78	0,83	0,91	1,02	0,88
P ₂ O ₅	0,13	0,12	0,32	—	—	0,07
Сумма	98,34	99,16	97,97	98,46	99,02	98,48

1 — траппы Сибирской платформы; 2 — долериты Карру; 3 — траппы Декана; 4 — траппы Таймыра; 5 — долериты Тасмании; 6 — долериты Антарктики.

рованных интрузий. Например, интрузия Инзизва системы Карру (Южная Африка) является аналогом массивов норильского типа (Годлевский и др., 1970), а Скергардская интрузия (Гренландия) отвечает аламджахскому типу (Масайтис, 1958).

Однако, как и в случае траппов Сибирской платформы, наиболее широко и, по-видимому, повсеместно развиты слабодифференцированные траппы, аналогичные ангарскому типу, со шлировым характером выделения габбро-пегматитов в верхней части пластовых тел. Ф. Уокер и А. Польдерварт (1950), рассматривая долериты Карру, по этому поводу пишут: «Все главные типы долерита содержат также шлиры, сильно напоминающие долеритовые пегматиты других толеитовых провинций и рассматриваемые как результат фракционной кристаллизации». Слабодифференцированные траппы Тасмании, подобные Ангарскому типу Сибирской платформы, описаны также А. Б. Эдвардсом (1950). В связи с этим от интрузий с различной степенью дифференциации отмечаются постепенные переходы к недифференцированным силлам, в которых тем не менее практически всегда наблюдается микронеоднородность в виде незначительного обогащения нижних горизонтов оливином или образования в верхних небольших по объему шлир габбро-пегматитов, как это типично для сибирских траппов (Масайтис, 1957; Лебедев, 1957).

Дифференцированные интрузии в возрастном отношении тесно связаны с процессами формирования трапповых формаций. На это указывает не только их геологическое положение, химический и минеральный состав, но также определение абсолютного возраста. Так, возраст интрузии Норильск-I определяется в 241 млн. лет, Нижневельминской — 308 млн. лет (Лебедев, Краковский, 1967), а дифференцированных долеритов Тасмании — в 167 млн. лет (McDougall, 1961).

При некоторых тонких различиях, не имеющих принципиального значения, для всех дифференцированных интрузий трапповых провинций типична одна и та же направленность дифференциации, с одинаковой тенденцией в изменении химического и минерального состава. Для всех них практически без исключения типично последовательное изменение минерального состава по вертикальному разрезу пластовых тел с увеличением к относительно поздним породам содержания железа (и уменьшением магния) в оливинах, пироксенах и натриевой составляющей в плагиоклазах. Этот процесс сопровождается абсолютным и относительным (относительно магния) увеличением количеств железа в поздних продуктах дифференциации, а также щелочей и кремния, которые достигают максимальных содержаний в остаточных магмах с образованием гранофиоров в случае интенсивного развития процесса (Эдвардс, 1950; McDougall, 1964; Gunn, 1966; Bhattacharji, Smith, 1964).

Аналогичная картина наблюдается и для процессов дифференциации толейитовой магмы в стабилизированных областях развития земной коры, например, для широко развитых Кьюинованских базальтов, силла Полисайд, Скергардской интрузии и др. (Broderick, 1935; Cornwall, 1951; Walker, 1940; Wager, Deer, 1939; Wager, Brown, 1967).

Единая направленность процесса дифференциации для интрузий и потоков различной мощности (от десятков до сотен метров) и широкое развитие слабодифференцированных траппов показывают, что дифференциация — весьма характерное явление для базальтовой магмы. Подтверждением этому являются данные Мураты и Рихтера (Murata, Richter, 1961), которые показали развитие подобного процесса в исторически короткий отрезок времени на примере небольшого лакколита кальдеры вулкана Килауэа; нами на примере траппов Сибирской платформы прослежена геохимическая неоднородность базальтовых потоков вертикальной мощностью в первые десятки метров (Альмухамедов и др., 1971).

Фактор времени, мощность интрузии, ее глубина становления, а также температура магмы и содержание в ней летучих определяют интенсивность дифференциации расплава, не изменяя принципиально ее направленности, которая проявляется на всех уровнях кристаллизации расплава. Однотипность камерной дифференциации толейитовой магмы предопределяет в любом случае

одинаковый характер поведения резких элементов в этом процессе. Например, никель, кобальт, хром обогащают наиболее ранние продукты дифференциации; титан, ванадий, рубидий, редкие земли и другие — поздние дифференциаты и остаточные магмы. Точно так же в соответствии с рассмотренными в данной работе особенностями ведут себя и другие элементы, в частности, такие резко выраженные «халькофилы», как медь и серебро. Причем идентичность поведения редких элементов проявляется не только в перечисленных трапповых провинциях, но и при формировании основных пород других районов, характеризующихся платформенным режимом (McDougall, Lovering, 1963; Gunn, 1966; Greenland, Lovering, 1966; Broderick, Hohl, 1935; Cornwall, Rose, 1957; Wager, Mitchell, 1951; Bilgrami, 1961, и др.).

В качестве ярких примеров аналогии поведения ряда элементов в процессе дифференциации трапповой магмы можно привести интрузию Грейт Лейк (Greenland, Lovering, 1966), ряд силлов Антарктики (Gunn, 1966) и другие конкретные массивы. Различие между интрузиями определяется лишь интенсивностью разделения микроэлементов, которая обуславливается степенью (глубиной) дифференциации расплава.

Таким образом, закономерности распределения и поведения микроэлементов в процессе камерной дифференциации расплава, установленные на примере траппов Сибирской платформы, можно считать общими, по крайней мере для толеитовой магмы.

Следует обратить также внимание на тот факт, что по особенностям поведения многих редких элементов камерные процессы дифференциации трапповой магмы результативно близки процессам ее подкоровой эволюции. Это косвенные доказательства формирования основных магм вследствие фракционного плавления первичного субстрата (Йодер, Тилли, 1965; Грин, Рингвуд, 1968).

В настоящей работе не проведено сопоставления особенностей геохимии редких элементов в процессах дифференциации различных типов магм. Это самостоятельный раздел исследований многих специалистов. Однако приведенные данные по формации сибирских траппов показывают, что геохимическая эволюция основных расплавов характеризуется многими специфическими чертами по сравнению с эволюцией других магм, например кислых (Таусон, 1961 и др.) и щелочных (Герасимовский и др., 1966).

- Алексиев Е. Л., Бояджиева Р., Пунев Л.* Геохимия на редкоземельные элементы във внтошкния плутон.— Изв. на геологическия институт «Страшимир Димитров», 1964, кн. XIII.
- Альмухамедов А. И.* Поведение титана в процессах дифференциации базальтовой магмы.— Геохимия, 1967, № 1.
- Альмухамедов А. И.* Состав и условия кристаллизации железо-титановых окисных минералов из дифференцированных траппов Сибирской платформы.— Записки ВМО, 1968, ч. 97, вып. 4.
- Альмухамедов А. И.* Геохимия редких элементов в траппах Сибирской платформы в связи с проблемой генезиса медно-никелевых месторождений.— Докл. АН СССР, 1969, 186, № 3.
- Альмухамедов А. И.* Некоторые черты докамерной дифференциации базальтовой магмы (на примере Сибирских траппов).— Геология и геофизика (в печати).
- Альмухамедов А. И., Корнаков Ю. Н., Нестеренко Г. В., Смирнова Н. П.* Геохимические особенности дифференциации трапповых интрузий Сибирской платформы.— В сб. «Магматические и метаморфические образования Сибири». Изд-во «Недра», 1966.
- Альмухамедов А. И., Нестеренко Г. В.* Предпосылки формирования сульфидных медно-никелевых месторождений Норильского типа и некоторые поисковые признаки рудоносных трапповых интрузий.— В сб. «Рудообразование и связь его с магматизмом». Якутск, 1969.
- Альмухамедов А. И., Нестеренко Г. В.* О двух максимумах содержания сульфидных минералов в дифференцированных траппах Сибирской платформы.— Геология и геофизика, 1970, № 7.
- Альмухамедов А. И., Смирнова Н. П.* Титан-хромовые отношения — дополнительный геохимический критерий обнаружения трапповых интрузий норильского типа.— Докл. АН СССР, 1968, 179, № 5.
- Альмухамедов А. И., Смирнова Н. П., Корнаков Ю. Н.* Возможная роль диффузии в процессах дифференциации базальтовой магмы *in situ*.— Геология и геофизика (в печати).
- Анастасенко Г. Ф., Митрошин М. И., Сухов Л. Г.* Дифференцированная интрузия г. Хупери.— В сб. «Геология северо-запада Сибирской платформы (правобережье р. Енисей)», вып. 1.— Труды НИИГА, 1933, 133.
- Анодин Т. И., Ненашев Н. И.* Новые данные о возрасте траппов некоторых алмазосных районов Якутской АССР.— Труды XI сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1963.
- Анфилов В. Н., Альмухамедов А. И.* Дифференциации силикатных расплавов с позиций химической радикальной полимеризации.— Геохимия, 1970, № 5.
- Архипова А. И., Начинкин Н. Г.* Нижнефокинская дифференцированная интрузия на западной окраине Норильского плато.— В сб. «Геология северо-запада Сибирской платформы (правобережье р. Енисей)», вып. 1.— Труды НИИГА, 1963, 133.
- Афанасьев Г. Д.* О некоторых вопросах изучения базитового магматизма.— Изв. АН СССР, 1969, серия геол., № 3.

- Афанасьева Л. К.* Габбро-диабазовая интрузия Хюкта в долине р. Имангды (северо-западная часть Сибирской платформы).— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 7.
- Бакакин В. В., Белов Н. В.* Кристаллохимия титанатов, цирконатов, титано- и цирконосиликатов.— Геохимия, 1964, № 2.
- Балашов Ю. А.* К геохимии редкоземельных элементов в щелочных породах Кольского полуострова.— В сб. Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. Изд-во «Наука», 1970.
- Балашов Ю. А., Надарейшвили Д., Кекелия М. Н.* Принцип фракционирования редкоземельных элементов при кристаллизационной дифференциации магматических расплавов.— Геохимия, 1970, № 10.
- Балашов Ю. А., Нестеренко Г. В.* Распространенность редкоземельных элементов в траппах Сибирской платформы.— Геохимия, 1966, № 7.
- Барт Т.* Теоретическая петрология. ИЛ., 1956.
- Белоусов В. В.* О коре и верхней мантии материков.— Сов. геология, 1965, № 1.
- Беус А. А., Ойзерман М. Т.* О распределении рубидия в магматических породах и корреляционной связи между рубидием и калием.— Геохимия, 1965, № 11.
- Богатиков О. А., Лебедев А. П.* Fe—Ti окисные минералы Кизирского габбро-сиенитового плутона (Восточная Сибирь) и условия их образования.— В сб. «Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации». Изд-во «Наука», 1965.
- Боуэн Н. Л.* Эволюция изверженных пород. М., ОНТИ НКТП СССР, 1934.
- Вайнштейн Э. Е., Тугаринов А. И., Туранская Н. В.* О закономерностях распределения редких земель в некоторых минералах.— Геохимия, 1956, № 2.
- Вахрушев В. А.* Петрографические признаки распада магматических расплавов на силикатную и сульфидную части.— Геология рудных месторождений, 1969, 11, № 1.
- Вахрушев В. А., Лалин Б. Н.* Первично-магматические сульфидные образования в лавах Камчатки и Курильских островов.— Геология рудных месторождений, 1967, 9, № 3.
- Вебман Н. А.* Пути дифференциации в траппах Декана.— В сб. «Геология и петрография трапповых провинций». ИЛ., 1950.
- Ведерникова С. А.* Дифференцированный трапповый массив Падунских порогов р. Ангары.— Геология и геофизика, 1961, № 1.
- Виленский А. М.* Тектонический контроль трапповых интрузий Сибирской платформы.— В сб. «Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы». Изд-во «Наука», 1966.
- Виленский А. М.* Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. Изд-во «Наука», 1967.
- Виленский А. М., Кавардин Г. И., Кварцова Л. Н., Старицина Г. Н.* Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея. Изд-во «Наука», 1964.
- Виноградов А. П.* О происхождении вещества земной коры. Сообщение I.— Геохимия, 1961, № 1.
- Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
- Виноградов А. П., Гриненко Л. Н.* О влиянии вмещающих пород на изотопный состав серы рудных сульфидов.— Геохимия, 1964, № 6.
- 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.
- Виноградов А. П., Вайнштейн Э. Е., Павленко Л. И.* Вольфрам и молибден в изверженных горных породах (к геохимии вольфрама).— Геохимия, 1958, № 5.
- Владимиров Б. М.* Петрология Падунского и Маргудольского трапповых интрузивов.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1962, вып. 10.
- Волохов И. М., Иванов В. М.* Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.

- Гаврилова Л. К., Туранская Н. В. Распределение редких земель в породообразующих и аксессуарных минералах некоторых гранитов.— *Геохимия*, 1958, № 2.
- Генкин А. Д., Телешова Р. Л., Алексеева О. А. О содержании никеля в породообразующих минералах рудоносных габбро-диабазов Норильского месторождения.— *Геохимия*, 1963, № 11.
- Герасимовский В. И., Волков В. П., Когарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Г. В., Балашов Ю. А. *Геохимия Ловозерского щелочного массива*. Изд-во «Наука», 1966.
- Гинзбург А. И. Некоторые особенности геохимии лития.— *Труды Мин. музея АН СССР*, 1957, вып. 8.
- Годлевский М. Н. А. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. *Госгеолтехиздат*, 1959.
- Годлевский М. Н. 2. К вопросу о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений на Сибирской платформе.— *Геология рудных месторождений*, 1959, № 2.
- Годлевский М. Н. Кристаллизационная дифференциация сульфидного расплава на примере Норильских медно-никелевых месторождений.— *Материалы ВСЕГЕИ*, новая серия, 1960, вып. 31.
- Годлевский М. Н., Баталиев А. Д. Фемические минералы дифференцированных трапповых интрузий Норильского района.— *Труды Львовск. геол. об-ва*, 1958, № 12.
- Годлевский М. Н., Гриненко Л. Н. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильского месторождения.— *Геохимия*, 1963, № 1.
- Годлевский М. Н., Разин Л. В., Конкина О. М. Золотоносность дифференцированных интрузивов Норильского типа.— *Труды ЦНИГРИ*, 1970, вып. 87.
- Гоньшакова В. И. Трапповая формация юго-восточной части Сибирской платформы.— В сб. «Петрография Восточной Сибири». Т. 1. Изд-во АН СССР, 1962.
- Гоньшакова В. И. Закономерности эволюции магматизма на древних платформах. МГК, XXII сессия. Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. Изд-во «Наука», 1964.
- Григорьев Д. П. Опыт систематики и терминологии элементарных процессов магматической дифференциации.— В сб. «Академику Д. С. Белякину к семидесятилетию со дня рождения и сорокалетию научной деятельности». Изд-во АН СССР, 1946.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В сб. «Петрология верхней мантии». Изд-во «Мир», 1968.
- Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы сульфидов некоторых медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Сибирской платформы.— В сб. «Петрология траппов Сибирской платформы». Изд-во «Наука», 1967.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1-2, 4-5. Изд-во «Мир», 1965, 1966.
- Додин Д. А. Некоторые закономерности распределения микроэлементов в траппах гор. Хараелах.— В сб. «Геология северо-запада Сибирской платформы (правобережье р. Енисей)», вып. 1.— *Труды НИИГА*, 1963, 133.
- Елисеев Н. А. Генезис сульфидных медно-никелевых месторождений.— *Вестник Ленингр. ун-та*, серия геол., 1958, № 24.
- Елисеев Э. Н. Геохимия главнейших сульфидных медно-никелевых провинций СССР.— В сб. «Проблемы геохимии». Вып. 1. Изд-во Львовск. ун-та, 1959.
- Есин О. А., Гельд П. В. Физическая химия пирометаллургических процессов. Изд-во «Металлургия», 1966.
- Знаменский Е. Б., Нестеренко Г. В., Цыханский В. Д., Конусова В. В. Распространенность ниобия и тантала в траппах.— В сб. «Проблемы геохимии». Изд-во «Наука», 1965.
- Зайнулин Г. Г. О некоторых закономерностях распределения селена и теллура в медно-никелевых рудах месторождения Норильского района.— *Труды ИМГРЭ*, 1959, вып. 2.
- Зайнулин Г. Г. Некоторые вопросы геохимии селена и теллура в медно-никелевых рудах Норильского района.— *Геохимия*, 1960, № 3.

- Зайнулин Г. Г., Паишинский А. С.* Термодинамическое решение частных вопросов геохимии селена и теллура в медно-никелевых сульфидных рудах Норильского района.— Геохимия, 1963, № 9.
- Зайнулин Г. Г., Королев Н. В., Мирчукова И. Д.* Новые данные о форме нахождения селена и теллура в медно-никелевых рудах Норильского района.— Геохимия, 1964, № 9.
- Золотухин В. В.* Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. Изд-во «Наука», 1964.
- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.* Особенности механизма образования рудоносных трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. Изд-во «Наука», 1967.
- Иодер Г. С., Тилли К. Э.* Происхождение базальтовых магм. Изд-во «Мир», 1965.
- Кадик А. А.* Оценка возможной роли гравитации при дифференциации магм в гомогенном состоянии.— В сб. «Химия земной коры», т. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Кеннеди Дж.* Равновесие между летучими и окислами Fe в изверженных породах.— В сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». ИЛ, 1950.
- Киркинский В. А.* О полярности изоморфизма.— Геохимия, 1963, № 2.
- Классова Н. С., Леонова Л. Л.* Фотометрическое определение титана из микронавесок минералов и пород 2,7-дихлорхромотроповой кислотой.— Ж. анал. химии, 1964, 19, вып. 1.
- Корнаков Ю. Н., Нестеренко Г. В., Смирнова Н. П.* Петрография Кейерканской интрузии траппов и особенности распределения в ней некоторых элементов-примесей.— В сб. «Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири». Изд-во «Наука», 1965.
- Коровяков И. А., Нелюбин А. Е., Райкова З. А., Хортова Л. К.* Происхождение норильских трапповых интрузий, несущих сульфидное медно-никелевое оруденение. Госгеолтехиздат, 1963.
- Корренс К. У.* Геохимия галогенов.— В сб. «Физика и химия Земли». ИЛ, 1958.
- Котульский В. К.* Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений.— Сов. геология, 1948, № 29.
- Кравцова Л. И.* Закономерности эволюции траппового магматизма Курейского района (северо-запад Сибирской платформы).— В сб. «Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы». Изд-во «Наука», 1966.
- Краускопф К. Б.* Содержание тяжелых металлов в магматическом паре при 600°С.— В сб. «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 1. ИЛ, 1960.
- Кринберг И. А., Цыханский В. Д.* Спектрохимическое определение малых количеств ниобия и тантала в горных породах.— Ж. анал. химии, 1962, 17, вып. 4.
- Крылов А. Я., Равич М. Г.* Абсолютный возраст пород Антарктической платформы.— МГК, XXII сессия. Абсолютный возраст геологических формаций. Изд-во «Наука», 1964.
- Кузнецов М. Ф., Наумов В. А., Тарасевич С. И.* Абсолютный возраст траппов бассейна верхнего течения Нижней Тунгуски (юго-восточная окраина Тунгусской синеклизы) и его геолого-радиологическая интерпретация.— В сб. «Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста (Тезисы докладов XVI сессии)». М., 1969.
- Кузьмин А. М.* Роль концентрационных потоков на стадии кристаллизационной дифференциации магмы.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1963, 121.
- Курода П., Санделл Э.* Геохимия молибдена.— В сб. «Геохимия редких элементов». ИЛ, 1959.
- Кутюлин В. А.* Статистическое изучение химизма базальтов. Изд-во «Наука», 1969.
- Ларсен Е. С., Фейн Ж. Г., Смит В. С.* Уран в магматической дифференциации.— Материалы Междунар. конфер. по мирному использованию атомной энергии, Женева, 1955 г., т. 6. Геология урана и тория. Госгеолтехиздат, 1958.

- Лебедев А. П.* О типах дифференциации в траппах Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 2.
- Лебедев А. П.* К геохимии углерода в сибирских траппах и некоторых основных горных породах СССР.— Геохимия, 1957, № 2.
- Лебедев А. П.* Вопросы изучения базальтовой магмы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 12.
- Лебедев А. П.* Траппы Вилюйских гор.— Труды ИГЕМ, 1959, вып. 58.
- Лебедев А. П.* Трапповая формация низовьев бассейна р. Подкаменной Тунгуски.— В сб. «Петрография Восточной Сибири». Т. 1. Изд-во АН СССР, 1962.
- Лебедев А. П.* Сопоставление траппового магматизма Сибирской и некоторых других провинций мира.— МГК, XXII сессия. Базальты плато. Изд-во «Наука», 1964.
- Лебедев А. П., Краковский Ю. С.* Изотопный возраст траппов тунгусской синеклизы и некоторые вопросы петрологии базитов в связи с их абсолютной геохронологией.— В сб. «Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород». Изд-во «Наука», 1967.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Гинзбург А. С., Дилакторский Н. М.* Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов в Восточной Сибири.— Труды СОПС, серия сиб., 1932, вып. 1.
- Легейдо В. А., Кузнецова А. И., Огнева Э. Я.* Одновременное определение свинца, олова, цинка и таллия в изверженных горных породах.— В сб. «Спектральный анализ элементов-примесей в горных породах». Изд-во «Наука», 1971.
- Лурье М. Л.* О терминологии сибирских траппов.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1955, вып. 7.
- Лурье М. Л., Обручев С. В.* Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1955, вып. 7.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А.* Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы.— В сб. «Петрография Восточной Сибири», т. 1. Изд-во АН СССР, 1962.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л.* Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы.— МГК, XXII сессия. Базальты плато. Изд-во «Наука», М., 1964.
- Мальшев И. И.* Титаномагнетиты как образования остаточного расплава габровой магмы.— Труды Уральского филиала АН СССР, 1935, вып. 4.
- Маракушев А. А., Безмен Н. И.* Химическое сродство металлов к сере и кислороду.— Геология рудных месторождений, 1969, 11, № 4.
- Масайтис В. Л.* Петрология Аламджахской трапповой интрузии (бассейн р. Вилюй).— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1958, 22.
- Масайтис В. Д.* Рудопроявление Ti в траппах бассейна р. Вилюй.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 31. Л., 1960.
- Масайтис В. Л.* Трапповая формация бассейна р. Вилюй.— В сб. «Петрография Восточной Сибири», т. 1. Изд-во АН СССР, 1962.
- Масайтис В. Л., Абрамович И. И., Додин Д. А., Смыслов А. А.* Уран в траппах Сибирской платформы.— Геохимия, 1966, № 5.
- Масуренков Ю. П.* О воднорастворимом комплексе соединений в изверженных, метаморфических и осадочных породах.— Геология и геофизика, 1966, № 4.
- Мащак М. С., Панкратов А. И., Пономаренко А. И.* Дифференцированная интрузия Велингна.— В сб. «Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы». Изд-во «Наука», 1966.
- Михеенко В. И., Ненашев Н. И.* Разделение траппов северо-востока Тунгусской синеклизы по возрасту.— Труды X сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Морковкина В. Ф.* Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. Изд-во «Наука», 1964.
- Надеждина Е. Д.* Акцессорные минералы траппов нижнего течения реки Подкаменной Тунгуски.— Труды ИГЕМ, 1961, вып. 55.

- Нестеренко Г. В.* Поведение титана в процессе формирования скарнов месторождения Тырны-Ауз.— *Геохимия*, 1959, № 2.
- Нестеренко Г. В., Амилова Н. С., Смирнова Н. П.* Редкие элементы в траппах Сибирской платформы.— *Геохимия*, 1964, № 10.
- Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И.* Титан в пироксенах дифференцированных траппов.— *Геохимия*, 1966, № 8.
- Нестеренко Г. В., Беляев Ю. И., Фам-Хунг-Фи.* Серебро в процессе эволюции основных пород.— *Геохимия*, 1969, № 2.
- Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И.* Геохимические особенности дифференциации трапповой магмы.— В сб. «Очерки современной геохимии и аналитической химии». Изд-во «Наука», 1972.
- Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И., Беляев Ю. И.* Кадмий в процессе дифференциации основной магмы.— *Геохимия*, 1971, № 7.
- Нестеренко Г. В., Знаменский Е. Б., Альмухамедов А. И., Цыханский В. Д.* Ниобий, тантал, цирконий и гафний в процессе дифференциации трапповой магмы.— *Геохимия*, № 10, 1971.
- Нестеренко Г. В., Корнаков Ю. Н., Авилова Н. С.* Дифференцированная интрузия траппов среднего течения р. Вилюя.— *Геология и геофизика*, 1965, № 7.
- Нестеренко Г. В., Смирнова Н. П.* Распределение редких элементов в дифференцированной Падунской интрузии траппов.— В сб. «Геохимия редких элементов в изверженных горных породах». Изд-во «Наука», 1964.
- Нестеренко Г. В., Фролова Л. П.* Литий и рубидий в траппах.— *Геохимия*, 1965, № 3.
- Ольшанский Я. И.* Растворимость FeS в железистых силикатных расплавах, содержащих добавки CaO, MgO, Al₂O₃.— *Труды ГИН АН СССР, серия петрогр.*, 1951, вып. 137.
- Осборн Е. Ф.* Экспериментальные исследования давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов.— В сб. «Химия земной коры», т. 2. Изд-во «Наука», 1964.
- Полуэктов Н. С.* Методы анализа по фотометрии пламени. Госхимиздат, 1962.
- Пономарев А. И.* Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. Изд-во АН СССР, 1961.
- Пополитов Э. И., Коваленко В. И., Знаменский Е. Б.* К геохимии титана в среднепалеозойских интрузиях северо-восточной Тувы.— *Геохимия*, 1966, № 3.
- Равич М. Г., Чайка Л. А.* Дифференцированная интрузия Таймырской складчатой области.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, 1956, № 1.
- Разин Л. В., Боршианская С. С.* Минеральные формы нахождения платиновых металлов и золота во вкрапленных рудах месторождения Норильск I.— *Труды ЦНИГРИ*, 1970, вып. 87.
- Рамдор П.* Рудные минералы и их сростания. ИЛ., 1962.
- Ревердатто В. В.* Петрология Анажитского дифференцированного траппового массива и его структура.— *Геология и геофизика*, 1963, № 10.
- Ревердатто В. В.* Вопросы петрологии дифференцированных траппов.— В сб. «Тезисы докладов по петрологии траппов и связанному с ними оруденению». Л., 1965.
- Санделл Э. Б., Гольдич С. С.* Редкие элементы некоторых американских изверженных пород.— В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». ИЛ., 1952.
- Семенов Е. И.* Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963.
- Синицын А. В.* О распределении микроэлементов в дифференцированной интрузии губы Ивановской.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, 1965, № 7.
- Смирнова Н. А., Альмухамедов А. И.* Поведение меди в процессах камерного этапа дифференциации трапповой магмы.— *Геохимия*, 1967, № 12.
- Смирнова Н. П., Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И.* О формах нахождения никеля и кобальта в основных породах.— *Геохимия*, 1968, № 4.
- Соловьев С. П.* Распределение магматических горных пород в СССР. Госгеол-издат, 1952.

- Ставров О. Д., Знаменский Е. Б. Распределение редких щелочей и элементов-минерализаторов (В, F) в гранитоидах Калбинского массива (Восточный Казахстан).— Геохимия, 1961, № 12.
- Талдыкин С. И., Гончарин Н. Ф., Еникеева Г. Н., Розина Б. Б. Атлас структур и текстур руд. Госгеолтехиздат, 1954.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961.
- Таусон Л. В., Студеникова З. В. Закономерности распределения свинца, цинка и молибдена в изверженных горных породах.— В сб. «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса». Труды симпозиума. Изд-во АН СССР, 1959.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
- Туганова Е. В. Дифференцированная интрузия траппов в бассейне р. Холомолах.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 24. Л., 1959.
- Туганова Е. В. Минералогия и генезис рудоносных интрузий восточной части Норильского района.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1960, вып. 31.
- Турекьян К. К., Калл Дж. Геохимия стронция.— В сб. «Геохимия редких элементов». ИЛ, 1959.
- Уокер Ф., Пальдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза.— В сб. «Геология и петрография трапповых формаций». М.—Л., ИЛ, 1950.
- Феокистов Г. Д. Петрография траппов бассейна среднего течения р. Ангары.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1961, вып. 7.
- Феокистов Г. Д. Типы трапповых интрузий южной части Сибирской платформы.— В сб. «Петрография Восточной Сибири», т. 3. Изд-во «Наука», 1965.
- Хорстман Э. Л. Распределение лития, рубидия и цезия в изверженных и осадочных породах.— В сб. «Геохимия редких элементов». ИЛ, 1959.
- Цветков А. И., Мясников В. С., Щепочкина Н. И., Матвеева Н. А. О природе пластинчатых образований в титаномagnetите.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 2.
- Цыханский В. Д., Крикберг И. А. Спектрохимическое определение малых количеств циркония, ниобия, тантала и гафния в горных породах из одной навески.— Изв. СО АН СССР, серия хим. наук, 1963, № 11, вып. 3.
- Чирвинский П. Н. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Изд-во Харьковск. ун-та, 1953.
- Шейнман Ю. М. О тектонических условиях магмообразования.— В сб. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд-во АН СССР, 1963.
- Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. Изд-во «Наука», 1967.
- Щербина В. В. О геохимическом значении количественного отношения Ag/Au.— Геохимия, 1956, № 3.
- Щербина В. В. К геохимии сульфидной серы: взаимосвязь сульфидов и окислов.— Геохимия, 1969, № 5.
- Эдвардс А. Б. Дифференциация в долеритах Тасмании.— В сб.: «Геология и петрология трапповых формаций». М.—Л., ИЛ, 1950.
- Эйтель В. Физическая химия силикатов. ИЛ, 1962.
- Юрк Ю. Ю. О метасоматическом замещении ильменита рутилом и гематитом.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.
- Яковлева М. Е. Дифференцированная габбро-диабазовая интрузия озер Хета — Глубокое Таймырского полуострова.— Докл. АН СССР, Новая серия, 1948, 59, № 3.
- Ярош П. Я. О выделении рутила при метаморфических изменениях ильменита.— Записки ВМО, 1955, ч. 84, вып. 4.
- Ahrens L. H. Anion affinity in geochemistry.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1953, 3, No 1.
- Akimoto S., Kastura T., Joshida M. Magnetic properties of $TiFe_2O_4$ — Fe_3O_4 system and their change with oxidation.— J. Geomagn. Geoelectricity, 1957, 9, No 4.

- Basta E. Z.* Natural and synthetic titanomagnetites (the system $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{—Fe}_2\text{TiO}_4\text{—FeTiO}_3$).— *Neues Jahrb. Min. Petrogr.*, 1960, **94**, H. 2.
- Bhattacharji S., Smith Ch. H.* Flowage differentiation.— *Science*, 1964, **145**, No 3628
- Bilgrami S. A.* Distribution of Cu, Ni, Co, V, Cr in rocks of the Hindubagh igneous complex Zhab Valley, West Pakistan.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1961, **72**, No 12.
- Bowen N. L.* Magmas.— *Bull. Geol. Soc. of America*, 1947, **58**, p. 263.
- Bowen N. L., Schairer J. F.* The system FeO—SiO_2 .— *Amer. J. Sci.*, 1932, 5th ser., **24**, p. 177.
- Broderick T. M., Hohl C. D.* Differentiation in traps and ore deposition.— *Econ. Geol.*, 1935, **30**, No 3.
- Broderick T. M.* Differentiation in lavas of the Michigan, Keweenaw.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1935, **46**, p. 503.
- Brooks K. C.* On the distribution of zirconium and hafnium in the Skaergaard intrusion, East Greenland.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1969, **33**, No 3.
- Brooks R. R., Ahrens L. H.* Some observations on the distribution of thallium, cadmium and bismuth in silicate rocks and the significance of covalency on their degree of association with other elements.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1961, **23**, No 1/2.
- Brooks R. R., Ahrens L. H., Taylor S. R.* The determination of trace elements in silicate rocks.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1960, **18**, No 3/4.
- Brown G. M.* Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland.— *Miner. Mag.*, 1957, **31**, No 238.
- Buddington A. F., Lindsley D. H.* Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents.— *J. Petrology*, 1964, **5**, No. 2.
- Butler J. R., Skiba W.* Strontium in plagioclase feldspars from four layered basic masses in Somalia.— *Miner. Mag.*, 1962, **33**, No 258.
- Chevallier M. M. R., Girard J.* Synthèse de titanomagnetites.— *Bull. Soc. Chim. France*, 1950, ser. 5, **17**.
- Cornwall H. R.* Differentiation in magmas of the Keweenaw series.— *J. Geol.*, 1951, **59**, p. 151.
- Cornwall H. R., Rose H. J.* Minor elements in Keweenaw lavas, Michigan.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1957, **12**, No 3.
- Desborough G. A., Anderson A. T., Wright T. L.* Mineralogy of sulfides from certain Hawaiian basalts.— *Econ. Geol.*, 1968, **63**, No 6.
- Engelhardt W.* Die Geochemie des Bariums.— *Chem. Erde*, 1936, **10**, S. 187.
- Fenner C. N.* The crystallization of basalts.— *Amer. J. Sci.*, 5th ser., 1929, **18**, p. 225.
- Fleischer M., Stevens R. E.* Summary of new data on rock samples G-1 and W-1.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1962, **26**, No 5.
- Frey F. A., Haskin L.* Rare earths in oceanic basalts.— *J. Geophys. Res.*, 1964, **69**, No 4.
- Fudali R. F.* Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magma.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1965, **29**, No 9.
- Goldschmidt V. M.* Geochemistry. London, 1954.
- Goitfried D., Greenland L. P., Campbell E. Y.* Variation of Nb—Ta, Zr—Hf, Th—U and K—Cs in two diabase-granophyre suites.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1968, **32**, No 9.
- Greenland L., Lovering J. E.* Fractionation of fluorine, chlorine and other trace elements during differentiation of a tholeiitic magma.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1966, **30**, No 9.
- Grout F. F.* Keweenaw copper deposits.— *Econ. Geol.*, 1910, **5**, p. 471.
- Gunn B. M.* K/Rb and K/Ba ratios in Antarctica and New Zealand toleites and alkali basalts.— *J. Geophys. Res.*, 1965, **70**, No 24.
- Gunn B. M.* Modal and element variation in Antarctic tholeiites.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1966, **30**, No 9.
- Hamaguchi H., Kuroda R.* Silver content of igneous rocks.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1959, **17**, No 1/2.

- Hawkes D. D.* Differentiation of the Tumatumari-Kopinang Dolerite Intrusion, British Guiana.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1966, 77, No 10.
- Heier K. S., Adams J. A. S.* The geochemistry of the alkali metals.— In: *Physics and Chemistry of the Earth*, 1964, 5, p. 252.
- Heier K. S., Comston W., McDougall J.* Thorium and uranium concentrations, and the isotopic composition of strontium in the differentiated Tasmanian dolerites.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1965, 29, No 6.
- Heier K. S., Rogers J. J. W.* Radiometric determination of thorium, uranium and potassium in basalt and in two magmatic differentiation series.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1963, 27, No 2.
- Hess H. H.* Pyroxenes of common mafic magmas, part 2.— *Amer. Min.*, 1941, 26, No 10.
- Hess H. H.* Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Pt. 1.— *Amer. Min.*, 1949, 34, No 9/10.
- Kuroda P. K., Sandell E. B.* Chlorine in igneous rocks.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1953, 64, p. 879.
- Lessing P., Decker R. W., Reynolds L. P., Jr.* Potassium and rubidium distribution in Hawaiian lavas.— *J. Geophys. Res.*, 1963, 68, p. 5851.
- Larsen E. S., Gottfried D.* Uranium and thorium in selected suites of igneous rocks.— *Amer. J. Sci.*, 5th ser., 1960, 258-A, p. 151.
- McDougall J.* Optical and chemical studies of pyroxenes in differentiated Tasmanian dolerite.— *Amer. Min.*, 1961, 46, No 5/6.
- McDougall J. 2.* Determination of the age of a basic igneous intrusion by potassium-argon method.— *Nature*, 1961, 190, No 4782.
- McDougall J.* Differentiation of the Tasmanian dolerites: Red Hill dolerite-granophyre association.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1962, 73, N 3.
- McDougall J.* Potassium-age measurements on dolerites from Antarctica and South Africa.— *Journ. Geophys. Res.*, 1963, vol. 68, p. 1535.
- McDougall J.* Differentiation of the Great Lake dolerite sheet, Tasmania.— *J. Geol. Soc. Austral.*, 1964, 11, p. 107.
- McDougall J., Lovering J. F.* Fractionation of chromium, nickel, cobalt and copper in differentiated dolerite-granophyre sequence at Red Hill, Tasmania.— *J. Geol. Soc., Austral.*, 1963, 10, No 2.
- Morris D. F. C., Killick R. A.* Silver and thallium contents of rocks.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1960, 19, No 2.
- Muan A.* Phase equilibria in the system $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$.— *J. Metals*, 1955, 7, No 1.
- Muan A., Osborn E. F.* Phase equilibria at high temperature in the system $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$.— *J. Amer. Ceram. Soc.*, 1956, 39, No 4.
- Muan A.* Phase equilibria at high temperature in oxide systems involving changes in oxidation states.— *Amer. J. Sci.*, 5th ser., 1958, 256, No 3.
- Muir J. D.* The clinopyroxenes of the Skaergaard intrusion, eastern Greenland.— *Miner. Mag.*, 1951, 29, No 214.
- Muir J. D.* Crystallization of pyroxenes in an iron-diabase from Minnesota.— *Miner. Mag.*, 1954, 30, No 225.
- Murata K. J., Richter D. H.* Magmatic differentiation in the Uwekahuna laccolith, Kilauea caldera, Hawaii.— *J. Petrology*, 1961, 2, p. 424.
- Murata K. J., Richter D. H.* The settling of olivine in Kilauean magma as shown by lavas of the 1959 eruption.— *Amer. J. Sci.*, 5th ser., 1966, 264, No 3.
- Nockolds S. R.* Average chemical compositions of some igneous rocks.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1954, 65, p. 1007.
- Nockolds S. R.* The behaviour of some elements during fractional crystallization of magma.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1966, 30, No 3.
- Osborn E. F.* Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma.— *Amer. J. Sci.*, 5th ser., 1959, 257, No 9.
- Parker R. L., Fleischer M.* Geochemistry of niobium and tantalum.— *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 1968, No. 612.
- Rankama K., Sahama Th. G.* *Geochemistry*, Chicago Press, 1949.
- Reed J. C.* Nickel content of Alaskan basic rocks.— *U. S. Geol. Survey Bull.*, 1936, No 897-D, p. 263.

- Ringwood A. E.* The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization. Pt 1. The influence of electronegativity.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1955, 7, No 3/4.
- Ringwood A. E.* The principles governing trace element behaviour during magmatic crystallization. Part II. The role of complex formation.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1955, 7, No 5/6.
- Roeder P. L., Osborn E. F.* Experimental data for the system $\text{MgO—FeO—Fe}_2\text{O}_3\text{—CaAl}_2\text{—Si}_2\text{O}_8\text{—SiO}_2$ and their petrologic implications.—*Amer. J. Sci.*, 5th ser., 1966, 264, No 6.
- Schmitt R. A., Smith R. H., O'Lehy D. A.* Cadmium abundances in meteoritic and terrestrial matter.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1963, 27, No 11.
- Schnetzer C. C., Philpotts J. A.* Partition coefficients of rare-earth elements and barium between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts. I.—In: *Origin and distribution of the elements*. Ed. L. H. Ahrens. Pergamon Press, 1968.
- Strock L. M.* Zur Geochemie des Lithiums.—*Nachr. Ges. Wiss. Math.—phys. Kl.*, IV, 1962, N. F. 1., Nr 15.
- Taylor R. N.* Liquidus temperatures in the system $\text{FeO—Fe}_2\text{O}_3\text{—TiO}_3$ —*J. Amer. Ceram. Soc.*, 1963, 46, No 6.
- Taylor R. W.* Phase equilibria in the system $\text{FeO—Fe}_2\text{O}_3\text{—TiO}_2$ at 1300°C .—*Amer. Min.*, 1964, 49, No 7/8.
- Taylor S. R.* Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1964, 28, No 8.
- Taylor S. R., Emeleus C. H., Exley C. S.* Some anomalous K/Rb ratios in igneous rocks and their petrological significance.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1956, 10, No 4.
- Towell D. C., Winchester J. W., Spurr R. V.* Rare-earth distributions in some rocks and associated minerals of the batholith of Southern California.—*J. Geophys. Res.*, 1965, 70, No 14.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H.* Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1961, 72, No 2.
- Tuttle O. F., Bowen N. L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$.—*Geol. Soc. Amer. Memoir*, 1958, 74, p. 153.
- Verhoogen J.* Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks.—*Amer. J. Sci.*, 5th ser., 1962, 260, No 3.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
Краткая характеристика траппового магматизма Сибирской платформы	7
Общая характеристика	7
Дифференцированные интрузии	10
Процессы и факторы дифференциации трапповой магмы	25
Геохимия редких элементов в траппах Сибирской платформы	46
Методика исследования	46
Редкие элементы в недифференцированных траппах	48
Поведение редких элементов в процессах дифференциации трапповой магмы	52
Общая характеристика поведения редких элементов в процессах дифференциации базальтовой магмы	167
Некоторые практические выводы изучения геохимии траппов	180
Заключение	184
Литература	188

Г. В. Нестеренко, А. И. Альмухамедов

**Геохимия дифференцированных траппов
(Сибирская платформа)**

*Утверждено к печати
Ордена Ленина Институтом геохимии
и аналитической химии им. В. И. Вернадского*

Редактор издательства *Н. А. Клинцева*
Художественный редактор *С. А. Литвак*
Художник *А. А. Куценко*
Технический редактор *В. В. Волкова*

Сдано в набор 20/XII 1973 г. Подписано к печати 13/III 1973 г.
Формат 60×90^{1/8}. Печ. л. 12^{1/2}+1 вкл. Уч.-изд. л. 13,1+0,6 вкл.-13,7.
Тираж 800 экз. Тип. зак. 5314. Т-02775.
Цена 1 р. 37 к.

Издательство «Наука», 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука», 121099,
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

хр - 2

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
19	3	и	к
53	13 св.	магнезиальный	магнезиальности
77	14 сл.	Скергарда	Скергарда.
85	20 св.	в кадмии	и кадмий
131	11 сл.	3	3 граммов
143	8 сл.	рис. 9	табл. 9
148	14 сл.	концентрация	концепция

Г. В. Нестеренко. А. И. Альмухамедов. Геохимия дифференцированных траптов

1 р. 37 к.

44
3/2



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»