

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ  
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ*

**ИСЛАНДИЯ  
И СРЕДИННО-  
ОКЕАНИЧЕСКИЙ  
ХРЕБЕТ**

**ГЕОХИМИЯ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1978

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ  
ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

---

RESULTS OF RESEARCHES  
ON THE INTERNATIONAL  
GEOPHYSICAL PROJECTS



*RESULTS OF RESEARCHES  
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS*

ICELAND  
AND  
MID-OCEAN  
RIDGE

GEOCHEMISTRY



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»  
*Moscow 1978*



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

ИСЛАНДИЯ  
И СРЕДИННО-  
ОКЕАНИЧЕСКИЙ  
ХРЕБЕТ

ГЕОХИМИЯ

550.42  
559.11

3001



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва 1978



Авторы:

*В.И. ГЕРАСИМОВСКИЙ, А.И. ПОЛЯКОВ, Н.А. ДУРАСОВА,  
В.Л. БАРСУКОВ, Р.П. КРАВЦОВА*

Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия. М., "Наука", 1978.

Книга представляет собой один из пяти томов, посвященных результатам исследований, проведенных советской Комплексной геолого-геофизической экспедицией в Исландии в 1971–1973 гг. Подзаголовки остальных томов: "Стратиграфия. Литология"; "Геоморфология. Тектоника", "Глубинное строение, сейсмичность и геотермия", "Строение дна океана".

В данном томе рассматриваются вопросы геохимии и петрологии магматических пород Исландии. Обобщены данные по содержанию петрогенных – редких и рудных элементов в вулканических породах. Рассматриваются вопросы эволюции состава базальтов в процессе рифтогенеза и механизм происхождения риолито-базальтовой серии пород.

Изучение химического состава магматических пород Исландии проведено на основании анализов более 600 проб, представляющих все главные разновидности пород вулканических комплексов в возрастном интервале от миоцена до современных излияний. Выполнен полный силикатный анализ 190 проб пород. На рентгеновском микроанализаторе изучен состав минералов-вкрапленников.

Охарактеризованы и сопоставлены группы пород Исландии и базальты Срединно-Атлантического хребта по распределению в них Sn, Pb и В. Выяснена зависимость распределения указанных элементов от петрохимического состава и, в частности, от содержания в них  $K_2O$ ,  $SiO_2$ .

Табл. 46. Ил. 29. Библиогр. 250 назв.

Ответственные редакторы

член-корреспондент АН СССР

*В.В. БЕЛОУСОВ,*

доктор геолого-минералогических наук

*В.И. ГЕРАСИМОВСКИЙ*

# ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ИСЛАНДИИ

## ВВЕДЕНИЕ

Геохимические и петрологические исследования вулканических пород Исландии проводились с целью решения нескольких задач. Главные из них формулируются следующим образом: 1) установление геохимических характеристик различных групп вулканических пород Исландии, сопоставление их с таковыми прилегающих частей Срединно-Атлантического хребта по распределению в них некоторых элементов, эволюция химического состава пород в процессе рифтогенеза; 2) выявление источников расплавов, условий их зарождения и дифференциации; 3) происхождение кислых пород.

Исландия является уникальным регионом и представляет огромный интерес для петрологов и геохимиков по геологическому положению, особенностям строения и характеру магматизма.

Развитые здесь риолито-базальтовые серии пород дают ключевой материал для понимания вопроса о роли магматизма в процессе рифтогенеза и о механизме возникновения дифференцированных серий эффузивных пород. Вулканическая деятельность региона чрезвычайно интенсивна. По мнению С. Тораринсона (Thorarinsson, 1966), с 1500 г. до наших дней в маленькой Исландии излилась 1/3 всех лав поверхности суши Земли. Последние извержения происходили в 1970 (вулкан Гекла), 1973 (о-в Хеймаэй) и 1975 гг. (вулкан Лейрхнукур). Наряду с эффузивами ограниченное распространение имеют интрузивные породы.

Полевые наблюдения и сбор каменного материала для геохимических исследований на территории Исландии велись сотрудниками ГЕОХИ АН СССР В.И. Герасимовским, А.И. Поляковым в летние периоды 1971, 1972, 1973 гг. и Н.А. Дурасовой в 1973 и 1975 гг., во время работы Исландской геодинамической экспедиции, возглавляемой членом-корреспондентом АН СССР В.В. Белоусовым, а также во время рейсов нис "Академик Курчатов" в 1959, 1973 гг. В.Л. Барсуковым.

Изучение вещественного состава эффузивных пород Исландии проводилось большим числом исследователей. В первую очередь необходимо отметить работы исландских геологов: К. Гронвольда, Т. Эйнарсона, К. Саймундсона, Г. Сигвальдасона, Х. Сигурдсона, С. Тораринсона, С. Якобсона. Существенный вклад в изучение пород Исландии внесли исследователи и других стран: Д. Балдридж, Б. Ганн, К. Гейер, И. Гибсон, И. Кармайкл, С. Мурбат, Дж. Мори, К. Мюэленбахс, А. Ное-Нигард, Р. О'Нионс, Р. Панкхарст, С. Сан, Х. Уилки, Г. Уокер, Н. Уоткинс, С. Харт, Дж. Шиллинг, Т. Симокава и др. Сведения о составе пород имеются в работах советских исследователей: В.А. Баскиной, С.В. Ефремовой и А.Ф. Мартыновой.

В работах названных выше авторов были приведены данные силикатного анализа горных пород, состав отдельных минералов и охарактеризованы с различной степенью детальности редкие и рассеянные элементы: Rb, Sr, Ba, TR, Zr, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Pb и P. По остальным имелось мало сведений или они полностью отсутствовали. В ряде работ был рассмотрен изотопный состав стронция, свинца, кислорода и приведены данные по определению абсолютного возраста.

Нами проведен большой объем исследований по изучению вещественного состава магматических пород Исландии. Выполнен полный силикатный анализ 190 проб. На рентгеновском микроанализаторе изучен состав минералов-вкрапленников. Были проведены многочисленные определения в породах содержания редких и рудных элементов (Li, Rb, Be, Sr, Ba, Th, U, Ti, Zr, TR, Nb, Y, V, Cr, Ni, Co, Sc, Cu, Ag, Zn, Mo, Sn, Pb), а также летучих (B, F, Cl, P, S, CO<sub>2</sub>, углеводороды). К-Аг изотопным методом определен абсолютный возраст 32 образцов пород. Получены данные по изотопному составу гелия. Изучены температуры гомогенизации первичных включений в отдельных минералах эффузивных пород.

В процессе геохимических исследований использованы следующие лабораторные методы: полный силикатный анализ, рентгеновский микроанализ, количественное спектральное определение отдельных элементов (Cu, V, Cr, Ni, Co, Sc, Y, Ba, Sr), пламенная фотометрия (K, Na, Rb, Li),  $\gamma$ -спектрометрия (Th, U, K), рентгеноспектральный анализ (TR, Cl) и др. Эти определения проводились главным образом в лабораториях Института геохимии и аналитической химии АН СССР, частично и в других лабораториях (МГУ, ГИН АН СССР, ГИН АН Армянской ССР, ИЗК СО АН СССР, ИМГРЭ). В трудоемкой работе по получению и обработке материала принимали участие многие химики, геохимики и спектроскописты: Г.П. Багдасарян, Ю.А. Балашов, Л.И. Баньных, Л.А. Борисенко, Ж.М. Гриневская, С.В. Икорский, Н.П. Ильин, В.А. Карпушина, В.Г. Коваленкер, Л.Л. Кошкаров, Л.В. Кригман, С.Я. Кузнецова, Б.А. Мамьрин, В.Б. Наумов, Л.И. Несмеянова, Н.В. Лактионова, Н.С. Муравьева, Е.Н. Савинова, Г.В. Сапронова, О.П. Соборнов, Ю.И. Стахеев, И.Д. Шевалеевский. Математическая обработка полученных результатов проводилась А.В. Гараниным.

Полевые исследования и отбор каменного материала проводились при постоянных консультациях и по рекомендациям исландских коллег: К. Гронвольда, К. Саймундсона, Г. Сигвальдсона, С. Якобсона.

В процессе работы результаты неоднократно обсуждались с В.В. Щербиной, А.А. Кадиком, В.П. Урусовым, А.А. Ярошевским, Е.Е. Милановским. Большую помощь в подготовке и обработке материала оказала А.И. Барынкина. Всем перечисленным лицам авторы приносят свою глубокую благодарность.

Камеральные исследования завершены в конце 1975 г. При написании работы использованы литературные источники, опубликованные лишь до середины 1975 г.

Следует считать соавторами исследователей, выполнивших работы по определению отдельных элементов, расчеты и опыты по гомогенизации: Ю.А. Балашова (редкоземельные элементы), Л.А. Борисенко (бор, молибден, серебро, свинец, цинк), С.В. Икорского (углеводороды), Н.П. Ильина, Н.С. Муравьеву, В.Б. Наумова (минералогический состав и физико-химические условия кристаллизации вулканических пород), В.А. Карпушину (редкоземельные элементы, титан, ниобий, цирконий и CO<sub>2</sub>), Л.В. Кригман (фосфор и петрогенные элементы), С.Я. Кузнецову (сера), Б.А. Мамьрина (гелий), Л.И. Несмеянову (натрий, калий, литий, рубидий), Н.В. Лактионову и В.Г. Коваленкер (ванадий, хром, никель, кобальт, медь, барий, стронций), Н.В. Лактионову и Ж.М. Гриневскую (скандий и иттрий), Е.Н. Савинову и Г.В. Сапронову (бериллий, фтор, фосфор), О.П. Соборнова и Л.Л. Кошкарова (торий и уран), Ю.И. Стахеева (ртуть), И.Д. Шевалеевского (хлор, редкоземельные элементы).

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

### РАСПРОСТРАНЕНИЕ, КЛАССИФИКАЦИЯ И ВОЗРАСТ

Исландия — остров, почти целиком сложенный вулканическими породами. На долю осадочных разновидностей приходится лишь несколько процентов от общего объема слагающих Исландию пород. Роль интрузивных пород в изученном разрезе также весьма невелика. Поэтому геологическая история Исландии — это прежде всего история ее вулканизма. На основании последних геологических обобщений (Palmason, Saemundsson, 1974; Белоусов, Милановский, 1975) можно выделить три крупных комплекса вулканических пород, последовательно, без перерывов сменяющих друг друга во времени:

- 1) третичных (миоценовых) платобазальтов (породы древнее 3,5 млн. лет);
- 2) плиоцен-эоплейстоценовых вулканитов (породы с возрастом 0,7–3,5 млн. лет);
- 3) плейстоцен-ооценовых рифтогенных вулканитов (породы моложе 0,7 млн. лет).

Распространение выделяемых комплексов показано на приведенной схеме (рис. 1).

#### Комплекс третичных (миоценовых) платобазальтов (N<sub>1,2</sub>)

Породы миоценового возраста слагают более половины территории Исландии. Они распространены в восточной, западной и северной частях острова. Определения абсолютного возраста показывают, что наиболее древними являются породы из основания разреза Северо-Западного полуострова (16 млн. лет). В основании разреза восточной части Исландии лежат породы с возрастом 12 млн. лет (Moar bath a.o., 1968). Верхняя граница комплекса (3,5 млн. лет) проведена условно.

Платобазальты слагают моноклиналичную толщу, полого падающую к центральной части под углами 3–8°. Мощность толщи 8–10 км. Восточная часть толщи изучена наиболее детально (Walker, 1959). Здесь обнаружено более 700 отдельных потоков платобазальтов. Средняя мощность одного потока составляет 6–10 м. Отдельные слои удается проследить на расстояние до 24 км. Потоки платобазальтов формировались в результате трещинных излияний. Интервал между отдельными излияниями составляет в среднем 28 тыс. лет (Dagley a.o., 1967). В разрезе преобладают порфириовидные базальты с вкрапленниками оливина и плагиоклаза; широкое распространение имеют афировые разности.

Толща платобазальтов пересечена большим количеством даек крутого падения и субмеридионального простираения, средней мощностью 1–2 м. В отдельных участках количество даек возрастает. Здесь фиксируются рои даек. Дайки сложены главным образом долерито-базальтами. Изредка отмечаются дайки кислого состава или сложные риолито-базальтовые дайки, краевые зоны которых сложены долерито-базальтами, а центр — риолитами. Граница между основными и кислыми разновидностями отчетливая. По обе стороны границы имеются зоны гибридных пород андезито-базальтового, андезитового и дацитового состава. Сложная дайка мыса Стретисхварв подробно описана в литературе (Gunn,



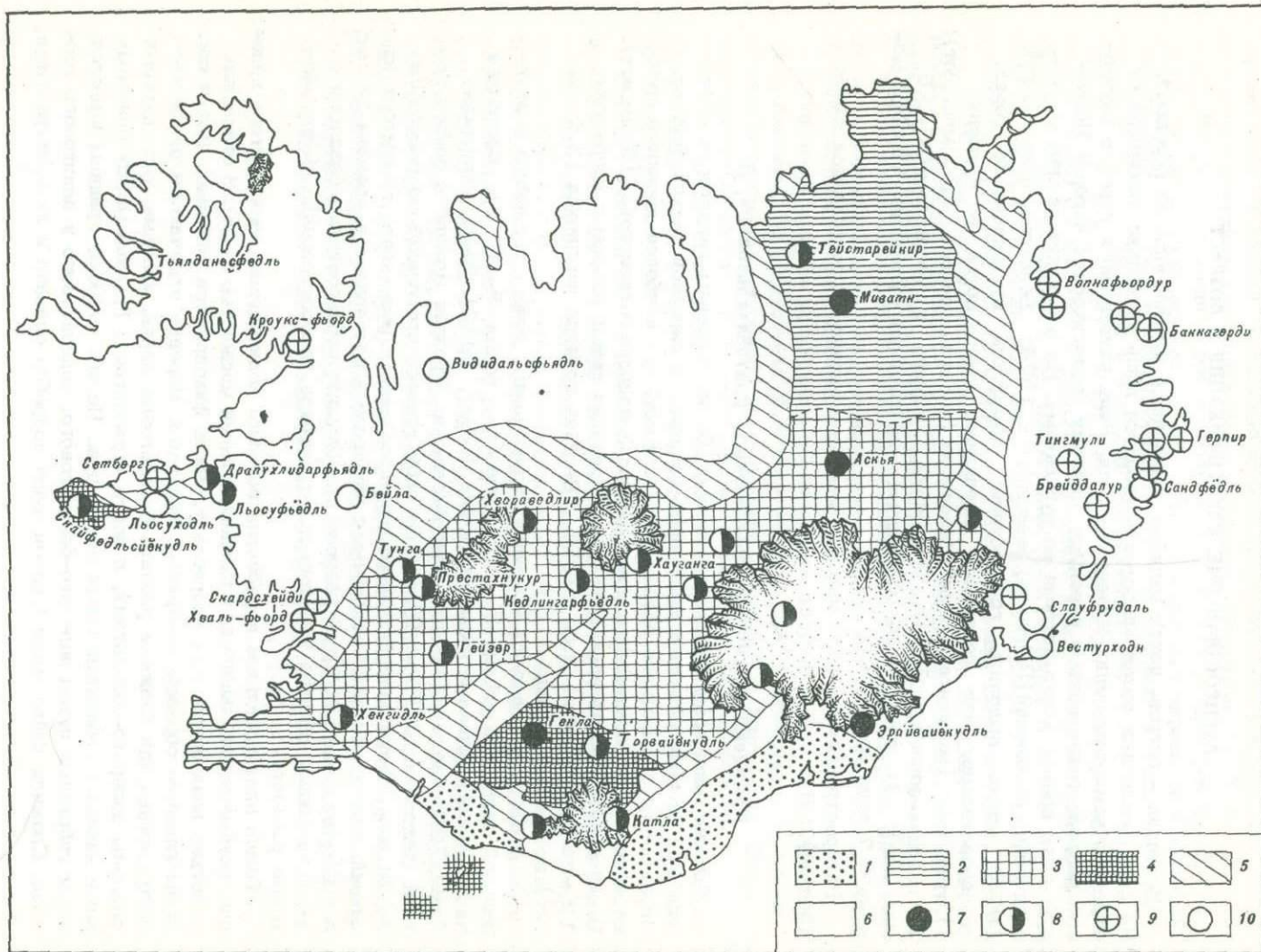


Рис. 1. Схема распространения главных типов пород Исландии (составлена с учетом данных: Jakobs-son, 1972; Palmason, Saemundsson, 1974; Белоусов, Милановский, 1975)

1-4 - вулканические породы с возрастом менее 0,7 млн. лет: 1 - морские и делювиальные отложения, 2 - низкощелочные толеиты океанического типа, 3 - кварцевые и оливковые толеиты, 4 - щелочные оливковые базальты; 5 - плиоцен-эоплейстоценовые вулканические породы с возрастом 0,7-3,5 млн. лет; 6 - миоценовые платобазальты; 7-10 - главные проявления кислых пород: 7 - места извержений кислых пород в историческое время, 8 - кислые породы четвертичного возраста, 9 - третичные экструзии и вулканы центрального типа, 10 - третичные интрузии

Watkins, 1969). Предполагается, что дайки служили подводными каналами при грешинных излияниях, в результате которых сформировалась толща платобазальтов.

Отдельные силы долеритов отмечаются внутри толщи платобазальтов. Количество силлов возрастает вниз по разрезу, в связи с чем Г. Уокер (Walker, 1975) считает, что нижние, не вскрытые эрозией части разреза сложены преимущественно диабазовыми силами.

Среди платобазальтов имеются отдельные эродированные постройки вулканов центрального типа. Они формировались на платобазальтах и после затухания были погребены базальтовыми покровами. Вулканы центрального типа сложены дифференцированными комплексами, в составе которых отмечается широкий набор пород: базальты, андезиты, риолиты, пирокласты, игнимбриты. Примерами подобных образований являются вулканы Тингмули и Брейдалур в восточной части Исландии и Кроукс-фьорд на Северо-Западном полуострове (Walker, 1963; Carmichael, 1964; Hald a.o., 1971).

Время жизни одного вулкана оценивается приблизительно в 1 млн. лет (Palmason, Saemundsson, 1974).

Интрузии небольших размеров залегают в толще платобазальтов. Они наиболее распространены в юго-западной части острова. Среди пород, слагающих эти массивы, отмечаются габбро-перидотиты, габбро, анортозиты, диориты, граниты, гранофиры. Описаны первично расслоенные комплексы основных пород со слоистостью скаергаардского типа (Gianelli, 1972). Наиболее крупными интрузивными образованиями являются габбро-гранофировый массив Вестурходн (19 км<sup>2</sup>) и гранит-гранофировый штук Слауфрудаль (15 км<sup>2</sup>), расположенные в юго-восточной части Исландии. Ксенолиты интрузивных пород в лавах и пирокластических толщах встречаются во многих местах. Обломки анортозитов наблюдались в туфах Геклы и агломератах района Кризувик (п-ов Рейкьянес), габбро и гранофиры найдены в выбросах кратера Вити вблизи горы Крабла и в других местах. Эти факты свидетельствуют о широком развитии интрузивных пород в глубоких горизонтах земной коры Исландии. В ряде случаев породы интрузивного облика залегают в ядрах эродированных вулканов центрального типа.

### Комплекс плиоцен-эоплейстоценовых вулканитов (N<sup>2</sup>-EQ)

Породы плиоцен-эоплейстоценового комплекса окаймляют современную рифтовую зону. Иногда этот комплекс называют "комплексом серых базальтов". Породы этого комплекса представлены главным образом платобазальтами, но их потоки здесь менее выдержаны по простиранию, чем в комплексе, описанном выше. Имеются отдельные вулканы центрального типа, сложенные дифференцированными базальто-риолитовыми сериями пород, и небольшие риолитовые экструзии. Появляются продукты подледных и субаквальных извержений.

### Комплекс молодых рифтогенных вулканитов (Q)

Комплекс молодых рифтогенных пород располагается в неовулканической зоне площадью 12 тыс. км<sup>2</sup>. В рифтовой зоне выделяются две ветви - Восточная, богатая вулканическими проявлениями, и Западная, где вулканизм проявлен гораздо слабее. Имеется также активный вулканический район на п-ове Снайфедльснес. Характерной чертой этого периода вулканической истории является обилие продуктов подледных и подводных извержений, относимых к так называемой формации Моберг. Породы этой формации слагают кребты и столовые горы, в разрезе которых снизу вверх подушечные или шаровые лавы базальтового состава сменяются стекловатыми лавобрежчиями, затем мощными толщами гиалокластитов и, наконец, покровами субаэральных базальтов.

В неовулканической зоне расположены многочисленные вулканические аппараты трех главных морфологических типов:

1) эруптивные трещины, примером которых может служить трещина Лаки (извержение 1783 г.) длиной около 25 км, где в течение 9 месяцев проявляло активность более 100 кратеров, давших  $12,3 \text{ км}^3$  лавы, покрывшей площадь  $565 \text{ км}^2$  (Thorarinsson, 1970); извержение Лаки считается современным аналогом платобазальтовых излияний миоценового возраста;

2) щитовые вулканы, такие, как Тейстарейкьябунга, дают обширные покровы базальтовых лав;

3) вулканы центрального типа (Снайфедльсйёкудль, Аскья, Гекла) характеризуются наиболее разнообразным составом продуктов извержений от основных до кислых. Именно с вулканами центрального типа связана главная масса проявлений риолитов и дацитов. Наблюдаются случаи, когда в процессе одного извержения изливалась базальтовая лава и выбрасывалась пемза кислого состава (Гекла, Крабла). Весьма интересным является факт, установленный для Геклы: чем длиннее период покоя между извержениями, тем более кислая пемза выбрасывается в процессе извержения (Thorarinsson, 1967b).

Всего в неовулканической зоне насчитывается около 200 вулканов, из них в историческое время (1100 лет) действовало 30 вулканов, давших  $40 \text{ км}^3$  лав и гефры (Thorarinsson, 1967b), а за постгляциальный период (11 000 лет) —  $484 \text{ км}^3$  (Jakobsson, 1972). В среднем через каждые 5–6 лет происходит одно извержение.

Наиболее интенсивно лавовые излияния происходят в средней части Восточной ветви рифтовой зоны.

Исландия является наиболее продуктивным районом Земли в отношении лавовых излияний.

Приведенные выше цифры показывают, что генерация лавы в постгляциальное время было чрезвычайно интенсивна и составляла  $0,7 \cdot 10^8$  т/год, тогда как по всей суши, по оценке Н. Ивасаки, производительность составляет  $1,2-2,4 \cdot 10^8$  т/год (Iwasaki, 1974).

### Распространенность отдельных типов пород

В целом базальты являются наиболее распространенными вулканическими породами Исландии. На их долю, по оценкам различных исследователей (Walker, 1959; Dagley a.o., 1967; Thorarinsson, 1967b), приходится 75–90% от общего объема пород. Породы кислого состава занимают по объему резко подчиненное положение по отношению к базальтам. Количество кислых пород (по данным различных авторов):

Исландия в целом (риолиты) . . . . . 5–8% (Thorarinsson, 1967b)  
Исландия в целом . . . . . 4% (Sigurdsson, 1970)  
Третичные вулканиды восточной . . . . .  
Исландии (риолиты, дациты, туфы) . . 11% (Walker, 1959)  
Вулканиды постледниковые ( $Q_4$ ) . . . . 3% (Thorarinsson, 1967b)

Породы среднего состава с содержанием  $\text{SiO}_2$  56–66% (андезиты и андезит-дациты) наименее распространены среди вулканических продуктов: 3% в миоценовых породах восточной Исландии (Walker, 1957) и 5–7% в постгляциальных продуктах (Thorarinsson, 1967b). Вулканиды Исландии характеризуются отчетливо выраженным бимодальным распределением  $\text{SiO}_2$ , что иллюстрируется рис. 2, где представлены данные по определению  $\text{SiO}_2$  в 673 образцах пород, собранных нами за время полевых работ. Эти сведения не дают истинного представления о распространенности пород. Картина является чисто качественной.

Выделяются два четких максимума для пород базальтового состава

(46–50%) и кислых пород (72–76%), а также четкий минимум для пород с содержанием  $\text{SiO}_2$  56–66%. Детальное изучение отдельных вулканических комплексов центрального типа дает следующие цифры, подтверждающие бимодальный характер распределения пород (в %):

Массив Тингмули ( $N_{1-2}$ )	Базальты	58	Carmichael, McDonald, 1961
То же	Андезиты	18	То же
"	Риолиты	21	"
"	Пирокласты	3	"
Массив Брейддалур ( $N_{1-2}$ )	Базальты	70	Walker, 1963
То же	Андезиты	10	То же
"	Риолиты	20	"
Кедлинггарфьедль ( $Q_3$ )	Базальты	70	Gronwold, 1972
То же	Андезиты	2	То же
"	Риолиты и дациты	28	"

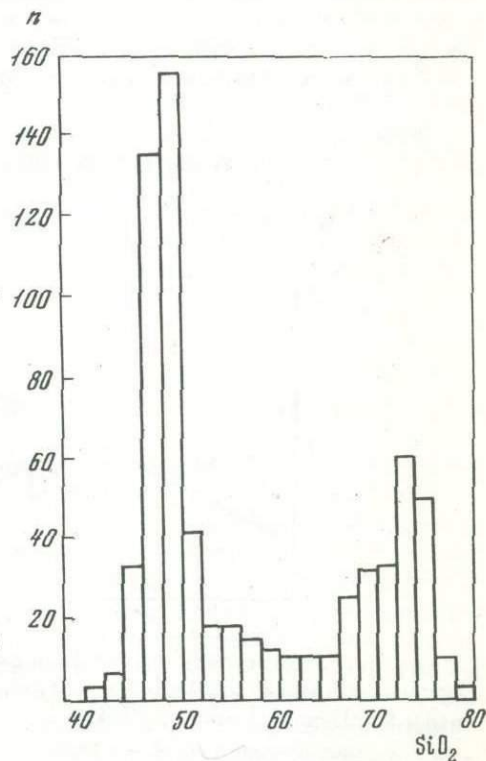
Излияния базальтов и лав кислого состава обычно перемежаются во времени, в процессе формирования одного вулкана. Анализ данных абсолютного возраста вулканических пород Исландии в целом показывает, что кислые расплавы внедрялись на протяжении всей ее вулканической истории (Багдасарян и др., 1976). Базальтовый и кислый вулканизм неотделимы во времени и пространстве.

На территории Исландии имеются крупные вулканические центры, почти целиком сложенные кислыми породами. Значительный массив миоценового возраста, расположенный юго-западнее Баккагерди, занимает площадь  $130 \text{ км}^2$ . Наиболее крупным проявлением кислых пород является позднечетвертичный массив Торвайёкудль (южная часть восточной рифтовой зоны), занимающей площадь  $450 \text{ км}^2$  и сложенный главным образом дацито-риолитами. Редкие проявления андезитов и базальтов имеются в периферических частях этого массива.

Кислые породы весьма разнообразны по формам проявлений. Наблюдаются массивы интрузивных пород, сложенные гранитами и гранофирами, дайки гранофиров, риолитов и обсидианов, риолитовые экструзии, лавовые потоки риолитов и обсидианов, покровы игнимбритов, отложения пемз, туфогенные и агломератовые толщи.

На вулканах центрального типа с кислыми продуктами обычно развиты кальдеры проседания. Это интерпретируется как существование малоглубинных магматических камер, опорожнение которых в результате извержения кислых продуктов ведет к проседанию блоков кровли.

Рис. 2. Гистограмма содержаний (в %)  $\text{SiO}_2$  в вулканических породах Исландии (673 определения, данные авторов)



Третичные магматические породы

Платобазальты

Химический состав платобазальтов из мощной многокилометровой толщи пород до настоящего времени был известен лишь по восьми анализам по району Рейдар-Фьорда (Walker, 1959). Новые данные, полученные на нашем каменном материале, приведены в табл. 1.

Платобазальты представляют собой группу пород, химический состав которых колеблется в относительно узких пределах. В большинстве анализов содержание  $\text{SiO}_2$  составляет 47-49,5%. Базальты относятся к низкощелочным разновидностям. На диаграмме  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (рис. 3) главная масса точек находится в толеитовой области (McDonald, Katsura, 1964). Отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  колеблется в широких пределах (4-22) и составляет в среднем 6,2, что несколько выше, чем для типичных континентальных трапповых ассоциаций. Содержание глинозема относительно невелико (13-16%), а  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  составляет 11-15%. Глинозем и окислы железа находятся в обратно пропорциональных количествах. Для третичных базальтов характерно довольно высокое отношение  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  (0,51 в среднем) по сравнению с более молодыми базальтами, что, вероятно, связано с вторичными изменениями гидротермального характера (Walker, 1959). Содержание  $\text{MgO}$  по сравнению с другими окислами петрогенных элементов колеблется в наиболее широких пределах - от 4 до 12%.

Высокие содержания  $\text{MgO}$  характерны не только для порфировых, но и для афировых разностей. Отношение  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$  в какой-то мере является показателем степени дифференциации или фракционирования оливина (Wright, 1972). Величина этого отношения (0,5-0,8) показывает, что некоторые расплавы, формирующие платобазальты, испытали частичную дифференциацию перед излиянием.

На петрохимической диаграмме, построенной по методу А.Н. Заварицкого, точки составов платобазальтов занимают узкое поле (рис. 4) со значениями характеристик 26-36 для  $b$  и 4-8 для  $a$ . По нормативному составу третичные платобазальты являются оливиновыми и кварцевыми толеитами. Точки их составов располагаются в ограниченном объеме вблизи ребра  $\text{Dy} - \text{Hу}$  тетраэдра  $\text{Ol} - \text{Di} - \text{Hу} - \text{Q}$ .

Сравнение химических составов платобазальтов восточной Исландии и Северо-Западного полуострова при их общей близости показывает определенные от-

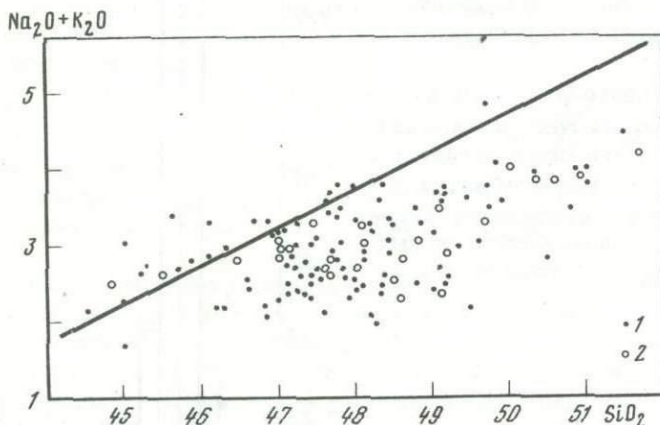


Рис. 3. Зависимость между содержаниями (в %)  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  в породах комплекса миоценовых платобазальтов (разделительная линия по данным: MacDonald, Katsura, 1964)

1 - платобазальты; 2 - дайки

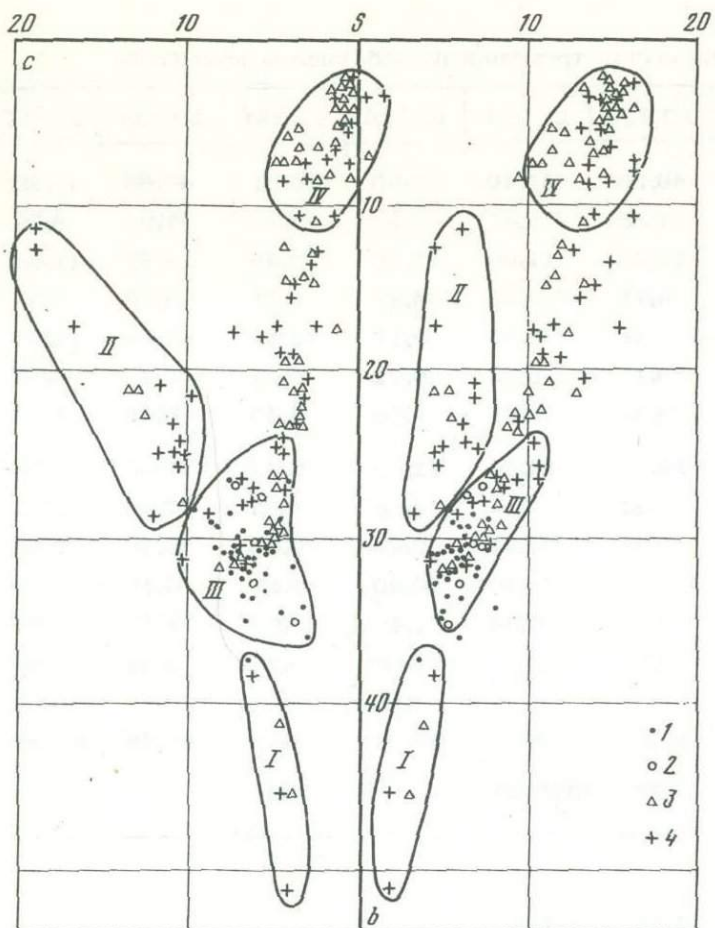


Рис. 4. Петрохимическая диаграмма составов миоценовых магматических пород

I - платобазальты; 2 - дайки; 3 - породы вулканических комплексов центрального типа; 4 - интрузии

I - кумулятивные породы, обогащенные оливином и клинопироксеном (пикрито-базальты и габбро-перидотиты); II - кумулятивные породы, обогащенные плагиоклазом (порфировидные платобазальты и габбро-анортозиты); III - недифференцированные и слабо дифференцированные составы (толеитовые базальты и габбро); IV - кислые породы (дациты, риолиты, гранофиры, граниты)

личия. Более высокие содержания  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  и более низкие - щелочей (особенно  $K_2O$ ),  $TiO_2$  и окислов железа характерны для платобазальтов Северо-Западного полуострова.

Толщи платобазальтов обычно формируются на океанических и континентальных платформах в спокойных тектонических условиях. Среднее химических составов исландских платобазальтов и типичных грабловых формаций показывает их существенное отличие, что выражается в повышенном содержании в платформенных разностях  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $K_2O$  и пониженном  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $FeO + Fe_2O_3$  и  $TiO_2$  (Manson, 1967; Кутолин, 1972). Базальты срединно-океанических хребтов также отличаются по составу от рассматриваемых разновидностей более высокими содержаниями  $MgO$ ,  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$  и более низкими -  $TiO_2$ , суммарного железа и  $K_2O$  при сходстве по  $CaO$  и  $Na_2O$  (Дмитриев, 1973). Определенное сходство платобазальты Исландии обнаруживают с толеитами океанических островов, например Гавайев. Наиболее близки к ис-

Таблица 1

Химический состав третичных платобазальтов даек (в %)

Компонент	12 312	12 313	12 316	12 331	12 334	12 357	12 356
SiO <sub>2</sub>	46,38	47,40	46,60	49,01	47,80	47,99	47,70
TiO <sub>2</sub>	1,78	3,47	2,10	3,73	1,91	3,73	2,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,00	11,00	13,20	12,48	15,87	11,65	14,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,71	7,68	4,87	2,61	3,76	3,92	4,60
FeO	6,48	8,11	8,11	12,14	7,38	10,34	7,55
MnO	0,17	0,28	0,22	0,24	0,17	0,21	0,18
MgO	6,33	5,15	7,88	4,49	5,63	5,69	5,93
CaO	12,31	12,64	11,09	9,97	12,60	10,70	12,40
Na <sub>2</sub> O	2,21	3,17	2,18	2,95	2,42	2,82	2,48
K <sub>2</sub> O	0,55	0,64	0,47	0,63	0,30	0,50	0,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,36	0,40	0,17	0,16	0,30	0,21
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,72	0,54	1,40	0,86	1,17	1,06	0,92
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,60	0,26	0,30	0,24	0,32	0,68	0,53
П.п.п.	0,84		1,14	-	-	-	-
Сумма	99,38	100,63	99,96	99,52	99,49	99,59	99,93
Химическая лаборатория	БГГЭ* (ИМГРЭ)			ГИН			

Таблица 1 (продолжение)

Компонент	12 573	12 577	12 578	12 581	12 582	12 589	12 596
SiO <sub>2</sub>	46,80	47,80	45,00	48,40	47,80	46,56	47,00
TiO <sub>2</sub>	1,58	1,82	1,62	1,86	1,64	1,90	1,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,25	13,80	17,10	13,50	14,50	14,07	14,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,86	5,43	3,76	1,96	2,75	5,73	3,21
FeO	7,79	7,82	6,69	7,12	7,40	6,47	8,36
MnO	0,15	0,20	0,12	0,20	0,21	0,21	0,21
MgO	8,04	5,93	5,83	9,41	7,57	7,64	8,97
CaO	12,46	12,46	12,88	11,54	11,87	11,98	11,08
Na <sub>2</sub> O	1,90	2,44	2,20	2,27	2,07	2,07	2,08
K <sub>2</sub> O	0,15	0,19	0,12	0,28	0,28	0,36	0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,35	0,35	0,21	0,22	0,20	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	0,48	0,20	0,89	0,40	1,74	2,26
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,60	1,86	4,65	1,58	1,40	1,24	-
П.п.п.	-	-	-	1,44	2,00		-
Сумма	100,13	100,58	100,52	100,66	100,11	100,16	100,17
Химическая лаборатория	ИЗК			БГГЭ		ИЗК	

12 361	12 390	12 394	12 553	12 559	12 563	12 567	12 572
47,76	47,77	48,15	48,30	49,50	46,70	49,40	48,40
3,21	2,20	2,08	2,00	1,80	2,71	2,50	2,75
12,66	13,49	14,04	13,70	14,60	13,60	13,75	13,10
5,28	5,55	2,96	3,57	1,15	4,63	6,27	4,01
9,22	7,44	9,80	8,18	8,40	10,62	8,73	10,69
0,22	0,20	0,21	0,23	0,18	0,21	0,20	0,17
5,02	6,34	6,96	7,97	8,13	5,83	5,20	6,00
11,03	11,77	12,65	11,54	12,99	11,20	8,97	9,82
2,87	2,54	2,48	2,47	2,07	3,00	3,31	2,66
0,50	0,32	0,29	0,16	0,27	0,28	0,46	0,25
0,27	0,21	0,16	0,24	0,18	0,35	0,29	0,40
1,15	1,15	0,22	-	0,26	0,20	0,24	0,10
0,52	0,58	0,03	0,74	0,06	0,59	1,21	2,29
-	-	-		-	-	-	-
99,71	99,56	100,03	99,34	99,59	99,92	100,53	100,64
	ГИН		БГЭ			ИЗК	

12 550	12 598	11 943	12 600	12 811	12 522	12 538	12 761
45,10	47,90	47,90	47,64	47,12	47,30	44,50	47,30
1,50	1,52	2,90	1,64	2,13	2,75	2,27	1,82
12,77	14,20	16,40	14,50	13,58	14,50	13,45	15,65
4,04	0,90	0,89	4,24	4,49	5,21	4,86	5,48
7,47	8,54	12,88	8,00	9,07	8,89	8,89	5,87
0,25	0,19	0,18	0,20	0,23	0,16	0,18	0,19
11,87	10,38	3,98	7,33	6,44	6,40	8,64	6,04
11,20	11,76	10,90	11,92	11,33	9,38	11,20	12,62
1,50	2,00	3,02	2,00	2,39	2,64	2,05	2,18
0,20	0,55	0,28	0,13	0,34	0,21	0,21	0,20
0,03	0,18	0,28	0,20	0,23	0,24	0,25	0,18
0,98	1,61	0,16	0,76	1,34	0,60	-	-
3,03	1,06	0,20	1,12	0,84	1,87	3,55	2,27
-	-	-		-	-	-	-
99,96	100,79	99,97	99,68	99,53	100,15	100,05	99,80
	БГЭ		ГИН			ИЗК	



Таблица 1 (окончание)

Компонент	12 773	12 317	12 210	12 213	12 588
SiO <sub>2</sub>	47,30	48,62	46,43	73,27	45,50
TiO <sub>2</sub>	1,68	3,55	2,75	0,20	1,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,50	12,80	13,76	11,64	15,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,02	2,90	6,09	2,13	4,55
FeO	8,22	11,63	8,75	1,86	5,92
MnO	0,25	0,22	0,20	0,16	0,26
MgO	7,27	5,10	7,18	0,25	8,54
CaO	11,22	9,65	10,81	1,22	11,87
Na <sub>2</sub> O	2,17	2,55	2,50	3,98	1,98
K <sub>2</sub> O	0,10	0,30	0,36	4,68	0,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,36	0,30	0,12	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0,60	-	0,59	0,74
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,89	1,60	1,25	0,35	3,22
П.п.п.	-				
Сумма	100,68	99,88	100,38	100,96	99,62
Химическая лаборатория	ИЗК	БГЭ		МГУ	БГЭ

\* Бронницкая геолого-геохимическая экспедиция.

Платобазальты, Восточная Исландия. Образцы: 12 312 - порфировидный базальт, Рейдар-фьорд, низ разреза; 12 313 - оливиновый базальт, там же; 12 316 - афировый базальт, там же; 12 331 - то же, Рейдар-фьорд, средняя часть разреза; 12 334 - порфировидный базальт, там же; 12 357 - оливиновый базальт, южнее Хадлормсстадур, верхняя часть разреза; 12 356 - порфировидный базальт, там же; 12 361 - оливиновый базальт, там же; 12 390 - афировый базальт, район Вопнафьордур; 12 394 - порфировидный базальт, там же. Северо-Западный полуостров. Образцы: 12 553 - афировый базальт, западнее Судурейри (низ разреза); 12 559 - то же, южнее г. Исафьордур; 12 563 - афировый базальт, перевал между Эундар-фьордом и Дира-фьордом; 12 567 - оливиновый базальт, южнее горы Тингейри; 12 572 - порфировидный базальт, район Фьяльдфосс; 12 573 - афировый базальт, там же; 12 577 - то же, западнее Ветнс-фьорда; 12 578 - порфировидный базальт, там же; 12 581 - афировый базальт, верховья Кедлинггар-фьорд; 12 582 - порфировидный базальт, мыс Скаульмандиесмули; 11 589 - то же, район Кроукс-фьорда; 12 596 - оливиновый базальт, севернее Хвамсфьорд. Западная Исландия. Образцы: 12 550 - то же, район горы Бейла; 12 598 - порфировидный базальт, там же; 11 943 - афировый базальт, район Сейдауркроукур; 12 600 - то же, восточная часть п-ова Снайфедльснес; 12 811 - то же, п-ов Снайфедльснес, район Стиккисхоульмур; 12 522 - порфировидный базальт, Скардехеиди; 12 538 - афировый базальт, верховья Хваль-фьорда; 12 761 - порфировидный базальт, п-ов Скаги; 12 773 - афировый базальт, р. Видидальсау. Долерито-базальты даек. Образцы: 12 317 - долерито-базальт, район Рейдар-фьорда; 12 210 - долерито-базальт, сложная дайка, северный берег Фаускрудс-фьорда; 12 213 - риолит, там же; 12 588 - долерито-базальт, район Кроукс-фьорда.

ландским гретичные платобазальты Гренландии и Фарерских островов (Noe-Nygaard, Ramussen, 1968; Fawett a.o., 1973; Noe-Nygaard, Pedersen, 1974), несмотря на более древний эоценовый возраст последних и заложение на типичной континентальной коре. Этот факт подчеркивает правомерность выделения единой платобазальтовой Британо-Арктической провинции третичного возраста в Северной Атлантике (Тернер, Ферхуген, 1961).

Породы вулканов центрального типа

Породы третичных вулканов центрального типа характеризуются значительным разнообразием составов (табл. 2). Содержание  $\text{SiO}_2$  колеблется в широких пределах: от 44 до 78%. В ряду пород, представленных пикрито-базальтами, плагиобазальтами, базальтами, андезито-базальтами, андезитами, дацитами, риолитами, закономерно увеличиваются содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и уменьшаются —  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ . Количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  несколько увеличивается в средних разновидностях (андезитах и дацитах) и вновь падает в кислых, достигая минимума в риолитах.

Базальты вулканов центрального типа по химическому составу сходны с описанными выше платобазальтами и относятся к толеитовым разновидностям (кварцевым или оливиновым). Относительно низкие содержания щелочей характерны как для базальтов, так и для вулканитов среднего и кислого состава (рис. 5). Андезитовые разновидности из описываемых вулканов значительно отличаются от классических андезитов, развитых в островных дугах и на активных океанических окраинах. Эти различия заключаются в существенном обогащении исландских пород  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  и обеднении  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ . Чтобы подчеркнуть это различие, андезиты Исландии предлагалось называть исландитами или исландезитами (Carmichael, 1964).

На диаграмме А.Н. Заварицкого (см. рис. 4) точки составов пород из вулканов центрального типа располагаются в виде единой непрерывной полосы от весьма меланократовых составов ( $b > 44$ ) до весьма лейкократовых ( $b = 2$ ), что свидетельствует об интенсивных процессах дифференциации. Большая часть составов базальтов из описываемых образований вместе с платобазальтами попадает в поле III (недифференцированные и слабо дифференцированные составы).

Характерно присутствие разновидностей, обогащенных кумулятивными минералами, гемноцветными (пикрито-базальты поля I) или основными пла-

Таблица 2

Химический состав третичных пород из вулканов центрального типа (в %)

Компонент	12 227	12 233	12 321	12 252	12 089	12 386	12 297
$\text{SiO}_2$	53,40	72,40	67,00	71,63	83,15	65,60	72,50
$\text{TiO}_2$	2,10	0,51	0,80	0,45	0,10	0,32	0,28
$\text{Al}_2\text{O}_3$	13,23	12,73	13,62	10,98	7,60	16,00	12,20
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,94	1,66	3,48	4,03	1,74	5,93	2,00
$\text{FeO}$	7,33	1,82	3,10	2,87	0,65	0,50	2,07
$\text{MnO}$	0,26	0,07	0,22	0,17	0,05	0,08	0,07
$\text{MgO}$	6,09	0,10	0,18	0,10	0,39	0,60	0,68
$\text{CaO}$	8,97	1,45	2,84	1,56	0,58	2,75	0,87
$\text{Na}_2\text{O}$	2,70	4,80	4,91	4,79	2,55	5,05	4,68
$\text{K}_2\text{O}$	1,10	3,98	2,67	3,44	2,43	2,40	3,25
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,42	0,10	0,27	0,13	-	0,11	-
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,87	0,23	0,54	0,06	0,05	0,44	0,14
$\text{H}_2\text{O}^+$	0,30	0,10	0,43	0,28	0,51	0,34	0,67
П.п.п.	-	-	0,72	-	-	-	-
Сумма	100,71	99,95	100,24	100,42	99,80	100,12	99,41
Химическая лаборатория		БГЭ			ГЕОХИ	БГЭ	ГЕОХИ

Таблица 2 (окончание)

Компонент	12 269	12 508	12 506	12 513	12 512	12 525	12 524
SiO <sub>2</sub>	75,50	47,10	65,00	72,90	73,79	53,50	66,80
TiO <sub>2</sub>	0,20	2,54	0,77	0,37	0,33	2,08	0,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,70	14,10	13,75	12,25	12,90	11,70	13,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,65	5,65	1,02	3,25	2,64	5,71	3,73
FeO	0,61	8,50	2,69	0,62	0,14	11,79	2,27
MnO	0,08	0,18	0,15	0,07	0,02	0,34	0,12
MgO	0,18	4,92	0,40	He обн.	0,25	2,20	0,80
CaO	0,20	11,90	2,80	1,40	0,70	6,45	3,36
Na <sub>2</sub> O	2,22	2,30	2,33	4,83	4,79	3,38	4,42
K <sub>2</sub> O	3,23	0,25	3,87	3,31	3,42	0,93	2,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0,23	0,14	0,13	0,10	1,04	0,19
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,94	0,26	-	0,22	-	0,20	0,40
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,96	2,05	6,70	1,31	-	1,35	1,56
П.п.п.	-	-	-	-	0,60	-	-
Сумма	99,47	99,97	99,62	100,66	99,68	100,67	100,06
Химическая лаборатория	ГЕОХИ		ИЗК		МГУ	ИЗК	

гиоклазами (платобазальты поля III). Наличие этих разновидностей свидетельствует о явлениях сепарации вкрапленников, т.е. процессах кристаллизационной дифференциации в расплавах. Дифференциаты андезитового и дацитового составов располагаются на диаграмме в интервале 12–24 по оси *b*. Наконец, дацито-риолиты и риолиты занимают поле IV в верхней части диаграммы ( $b \approx 12-2$ ).

В целом средняя линия составов для ассоциации эффузивов из вулканов центрального типа располагается между классическими ассоциациями типов Лассен-Пик и Сан-Франциско (Заварицкий, 1950).

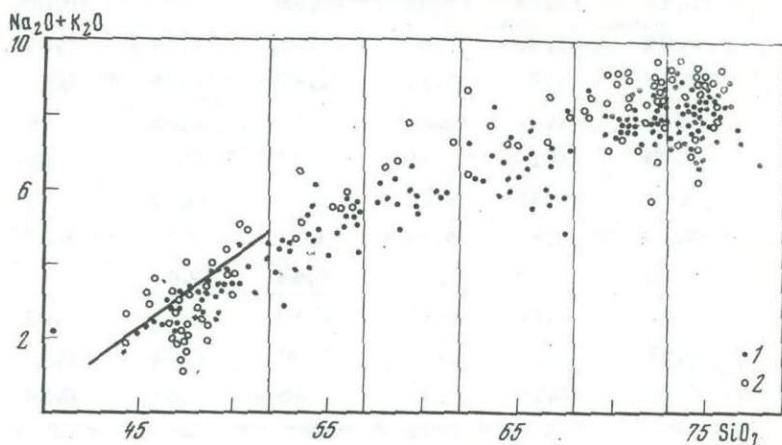


Рис. 5. Зависимость между содержаниями (в %) SiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O в породах вулканов центрального типа и интрузивных образованиях миоценового возраста (деление по SiO<sub>2</sub> по данным: В.С. Коптев-Дворников и др., 1972)

1 - вулканы; 2 - интрузивные образования

	11 965	11 990	11 969	12 007	12 542	12 552	12 784
	52,35	56,50	63,10	70,62	74,70	75,00	75,92
	2,56	2,00	0,86	0,38	0,11	0,12	0,28
	12,70	12,50	13,23	12,20	12,75	12,70	12,14
	4,32	5,03	3,31	1,60	1,23	1,00	1,41
	9,00	9,38	7,01	4,13	1,04	0,65	0,29
	0,28	0,33	0,26	0,13	0,04	0,23	0,01
	3,19	2,34	0,67	<0,20	<0,10	0,30	0,02
	7,00	5,90	4,18	1,74	2,24	1,20	0,97
	3,64	3,80	4,17	4,40	4,43	4,50	5,38
	1,29	1,20	1,93	3,00	2,86	3,80	3,81
	0,93	0,70	0,35	0,07	0,03	0,20	0,02
	1,43	0,06	0,91	0,20	-	-	0,10
	1,02	0,01	0,63	-	0,54	0,40	0,08
	-	-	0,06	1,10			
	99,71	99,75	100,67	99,57	99,97	100,10	100,43
	БГЭ			БГЭ			ГИН

Образцы: 12 227 - андезито-базальт, вулкан Гилсадалур, Фаускрудс-фьорд, восточная Исландия; 12 233 - дацит-риолит, там же; 12 321 - дацит, горы Виндхальс, Рейдар-фьорд, восточная Исландия; 12 252 - дацит-риолит, мыс Герлир, восточная Исландия; 12 089 - риолит, Бери-фьорд, восточная Исландия; 12 386 - дацит, район горы Волпа-фьордур, северо-восточная Исландия; 12 297 - дацит-риолит, там же; 12 269 - риолит, район Баккагерди, северо-восточная Исландия; 12 508 - порфировидный базальт, массив Скардсхейди, западная Исландия; 12 506 - дацит, там же; 12 513 - дацит-риолит, там же; 12 512 - риолит, там же; 12 525 - андезито-базальт, Хваль-фьорд, западная Исландия; 12 524 - дацит, там же; 11 965 - андезито-базальт, массив Сетберг, п-ов Снайфедльснес; 11 990 - андезито-базальт, там же; 11 969 - андезито-дацит, там же; 12 007 - дацит-риолит, там же; 12 542 - риолит, гора Бейла, западная Исландия; 12 552 - риолит, горы Литтла и Бейла, там же; 12 784 - риолит, массив Тунга, там же.

### Дайки

Состав даек, пронизывающих толщу платобазальтов, изучен пока недостаточно (см. табл. 1). Преобладают дайки долерито-базальтов, по составу полностью совпадающих с платобазальтами, что подтверждает гипотезу, рассматривающую дайки как подводящие каналы платобазальтовых покровов. В сложных дайках риолиты имеют тот же состав, что и в вулканах центрального типа. Дайки андезитов не обнаружены. Гибридные разновидности с составами андезито-базальтов, андезитов и дацитов из сложной дайки мыса Стретисхварв, возникшие при смешении базальтовых и риолитовых расплавов (Gunn, Watkins, 1969), отличаются от аналогичных пород из вулканов центрального типа более высоким содержанием  $MgO$  и  $K_2O$  и пониженным -  $Al_2O_3$  и  $FeO + Fe_2O_3$ .

### Габбро-гранофировые интрузии

Химический состав интрузивных пород (табл. 3) удивительно сходен с составом эффузивов из вулканов центрального типа, что наглядно демонстрируется диаграммой "щелочи - кремнезем" А.Н. Заварицкого (см. рис. 4, 5). Точки составов интрузивных пород располагаются в пределах полей, выделен-

Таблица 3

Химический состав интрузивных пород (в %)

Компонент	12 072	12 074	12 570	11 962	12 612
SiO <sub>2</sub>	47,00	49,10	48,70	48,20	47,44
TiO <sub>2</sub>	2,80	2,75	1,02	1,10	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,40	14,75	19,40	19,50	9,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,57	4,50	1,18	2,98	2,56
FeO	6,46	6,40	4,06	6,38	7,36
MnO	0,11	0,14	0,10	0,17	0,17
MgO	3,38	6,80	7,32	5,25	16,30
CaO	12,09	11,00	14,22	12,10	13,40
Na <sub>2</sub> O	2,79	3,00	2,13	2,46	0,77
K <sub>2</sub> O	0,43	0,35	0,18	0,25	0,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,24	0,12	0,14	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,07	<0,10	0,34	0,08	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,41	0,55	1,15	1,58	1,00
П.п.п.	-		1,44		
Сумма	100,79	99,58	99,97	100,19	99,66
Химическая лаборатория	БГЭ				

Таблица 3 (продолжение)

Компонент	12 416	12 771	12 766	12 803	12 802	11 861
SiO <sub>2</sub>	46,90	53,40	71,90	48,56	69,00	48,60
TiO <sub>2</sub>	0,57	3,07	0,40	1,60	0,38	1,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,14	12,60	12,40	14,10	15,10	18,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	5,47	2,32	3,10	1,47	1,44
FeO	2,20	7,78	2,19	6,28	1,42	8,86
MnO	0,06	0,24	0,18	0,11	0,06	0,16
MgO	3,00	3,02	не обн.	7,16	0,60	5,47
CaO	14,75	7,85	1,60	11,00	0,90	12,60
Na <sub>2</sub> O	1,77	3,48	5,09	2,28	4,40	1,99
K <sub>2</sub> O	0,10	1,10	2,75	1,10	5,70	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,92	0,06	0,21	0,04	0,13
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0,40	-	0,36	0,20	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	<0,10	1,89	0,78	3,74	0,35	0,18
П. п. п.	-		-			
Сумма	99,55	100,82	99,67	99,60	99,62	99,01
Химическая лаборатория	БГЭ		ИЗК	БГЭ		

Таблица 3 (окончание)

Компонент	11 863	12 062	12 066	12 061	12 234	12 015
SiO <sub>2</sub>	74,34	68,70	70,20	74,90	73,04	72,25
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,40	0,23	0,13	0,12	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,14	13,20	13,20	12,10	13,30	13,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,93	1,96	1,47	1,30	1,85	1,91
FeO	1,36	4,22	2,09	0,81	0,50	1,43
MnO	0,10	0,11	0,096	0,03	0,02	0,083
MgO	0,50	0,16	1,97	0,85	0,23	0,22
CaO	2,10	1,80	1,30	0,91	0,65	1,37
Na <sub>2</sub> O	4,12	4,83	5,54	4,88	5,20	3,95
K <sub>2</sub> O	2,70	3,06	3,43	4,20	3,90	4,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	-	-	-	0,03	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0,24	0,14	0,08	0,70	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	0,59	0,66	0,31	0,40	0,44
П.п.п.	-	-	-	-		
Сумма	99,52	99,27	100,33	100,50	99,94	99,40
Химическая лаборатория	МГУ		ГЕОХИ			

Образцы: 12 072, 12 074 - габбро, массив Вестурходн, юго-восточная Исландия; 12 570 - то же, гора Тьялдансефельд, северо-западная Исландия; 11 962 - то же, массив Сетберг, п-ов Снайфельдснес; 12 612 - то же, массив Мидхирна, п-ов Снайфельдснес; 12 416 - габбро-анортозит, Кризувик, п-ов Рейкьянес; 12 771 - габбро, гора Видидальсфьялль, северная Исландия; 12 766 - гранофир, там же; 12 803 - габбро, массив Лисуходль, п-ов Снайфельдснес; 12 802 - гранофир, там же; 11 861 - габбро, кратер Вити, гора Крабла, северная Исландия; 11 863 - гранофир, там же; 12 062, 12 066, 12 061 - гранит, массив Слауфрудаль, юго-восточная Исландия; 12 234 - гранофир, гора Сандфельд, восточная Исландия; 12 015 - то же, р. Лаксау, п-ов Снайфельдснес.

ных для вулканитов центрального типа. Для эффузивов и интрузивов характерна единая линия составов. Габбро-перидотиты соответствуют по химическому составу пикрито-базальтам (поле I), анортозиты - плагиобазальтам (поле II). Кумулятивные разновидности, таким образом, имеются как среди интрузивных, так и среди эффузивных пород. Среди габбро имеются аналоги по химическому составу платобазальтам и базальтам вулканов центрального типа (поле III), среди габбро-диоритов и гранофиров - андезитам и дацитам. Граниты и гранофиры попадают в поле IV диаграммы А.Н. Заварицкого вместе с риолитами и дацито-риолитами. Средние составы вулканитов третичного возраста приведены в табл. 4. Средний состав габбро из этой таблицы отличается более высоким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO по сравнению с третичными базальтами, что обусловлено включением в одну группу нормальных габбро и их разновидностей, обогащенных плагиоклазом. Сходство химического состава пород габбро-гранофировых интрузий с эффузивами вулканов центрального типа наглядно демонстрирует их генетическое родство и реальность предположения о том, что интрузивные породы представляют собой продукты кристаллизации расплавов в промежуточных малоглубинных камерах под вулканами центрального типа.

Таблица 4

Средний химический состав (в %) и петрохимические характеристики главных

Компонент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	48,7	48,1	49,0	54,9	61,1
TiO <sub>2</sub>	2,4	2,8	2,5	2,3	1,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,2	14,4	14,1	13,3	14,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,4	4,3	4,5	4,3	3,8
FeO	8,7	9,9	9,0	8,7	5,4
MnO	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2
MgO	6,7	5,9	6,5	3,4	1,5
CaO	11,5	11,1	10,7	7,1	5,4
Na <sub>2</sub> O	2,5	2,7	2,7	3,7	4,3
K <sub>2</sub> O	0,4	0,3	0,4	1,2	1,7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,3	0,3	0,4	0,8	0,6

Число анализов

Петрохимические характеристики по А.Н. Заваришкому

<i>S</i>	56,9	57,0	57,2	63,7	70,3
<i>a</i>	5,9	6,3	6,4	9,8	11,9
<i>c</i>	6,4	6,4	6,1	3,9	3,8
<i>b</i>	30,8	30,1	30,1	22,4	13,8
<i>f'</i>	40	44	41	54	62
<i>m'</i>	36	33	36	26	18
<i>c'</i>	24	23	23	20	20
<i>Q</i>	-4,8	-5,1	-4,4	3,8	13,1

Нормативный минеральный состав

<i>q</i>	1,3	0,7	1,6	9,3	16,7
<i>or</i>	2,2	1,8	2,4	7,2	10,1
<i>ab</i>	21,0	22,9	22,8	31,6	36,4
<i>an</i>	26,4	26,3	25,2	16,0	15,6
<i>Di</i>	23,5	21,6	20,5	11,4	6,1
<i>Hу</i>	13,9	14,5	15,2	12,0	5,5
<i>Ol</i>	-	-	-	-	-
<i>mt</i>	6,5	6,2	6,5	6,2	5,5
<i>il</i>	4,5	5,3	4,8	4,4	2,7
<i>hm</i>	-	-	-	-	-
<i>ap</i>	0,7	0,7	1,0	1,9	1,4
<i>co</i>	-	-	-	-	-

Комплекс платобазальтов: 1 - платобазальты; 2 - долерито-базальты даек. Комплекс вулканов центрального типа: 3 - базальты; 4 - андезито-базальты; 5 - андезиты; 6 - андезито-дациты; 7 - дациты-риолиты; 8 - риолиты.

## Плиоцен-эоплейстоценовые базальты

Химический состав базальтов плиоцен-эоплейстоценового возраста характеризуется гораздо большими вариациями состава по сравнению с миоценовыми разновидностями (табл. 5). Это проявляется в более широком колебании содержаний отдельных элементов и значений петрохимических характеристик. Эта закономерность иллюстрируется значительным разбросом точек составов на диаграмме Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O - SiO<sub>2</sub> (рис. 6). В плиоцене появляются щелочные раз-

ТИПОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ТРЕТИЧНОГО ВОЗРАСТА

6	7	8	9	10	11
66,2	72,4	75,0	47,8	71,6	75,1
0,8	0,4	0,2	2,2	0,3	0,3
14,3	12,9	12,5	17,5	13,7	12,8
3,2	1,7	1,6	3,6	1,9	1,5
3,4	2,2	0,9	6,9	1,9	0,8
0,2	0,1	0,1	0,2	<0,1	<0,1
1,2	0,2	0,1	6,5	0,4	0,4
3,7	1,9	1,2	12,3	1,5	0,8
4,3	4,7	4,7	2,3	4,9	4,4
2,5	3,4	3,6	0,5	3,7	3,9
0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	<0,1
13	9	8	28	15	9

Петрохимические характеристики по А.Н. Заваришкому

74,6	79,3	81,4	57,4	78,6	81,6
12,8	14,6	14,8	5,9	15,5	14,6
2,9	0,9	0,5	9,0	1,0	0,8
9,4	5,0	3,2	27,5	4,7	2,6
64	69	69	36	71	72
21	6	5	41	14	25
15	25	26	23	15	3
20,5	28,5	32,5	-5,9	25	33,9

Нормативный минеральный состав

22,3	28,0	32,0	-	25,2	32,5
14,8	20,1	21,3	2,9	21,8	23,0
36,4	39,8	39,8	19,4	41,4	37,1
12,3	4,1	2,4	36,0	4,5	3,3
3,9	4,1	1,6	19,1	1,9	-
3,7	0,5	-	10,7	1,6	1,0
-	-	-	2,0	-	-
4,6	2,5	2,3	5,2	2,8	2,0
1,5	0,8	0,4	4,2	0,6	0,2
-	-	-	-	-	0,1
0,5	0,2	0,2	0,5	0,2	-
-	-	-	-	-	0,1

ты. Комплекс интрузий: 9 - габбро; 10 - гранофиры и граниты (содержание  $\text{SiO}_2$  68-73%); 11 - гранофиры и граниты (содержание  $\text{SiO}_2 > 73\%$ ). Все анализы приведены к 100% безводного вещества.

новидности базальтов на п-ове Снайфедльснес и обедненные щелочами базальты северной и центральной Исландии. Здесь встречены образцы, где сумма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 2\%$ . Отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  колеблется в очень широких пределах (2,5-30).

Широкие колебания значений характерны для таких компонентов, как  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12-17%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  (10-17%),  $\text{MgO}$  (4-11%),  $\text{TiO}_2$  (1-3%). Количество глинозема и железа находятся в обратно пропорциональных количествах.



Т а б л и ц а 5. Химический состав плиоцен-плейстоценовых базальтов (в %)

Компонент	11 910	11 876	12 754	12 746	12 762	12 779
SiO <sub>2</sub>	48,62	48,10	48,74	49,39	47,20	48,00
TiO <sub>2</sub>	1,02	2,00	1,52	2,07	2,63	1,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,70	14,30	15,24	14,34	14,00	15,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,20	5,39	1,75	1,89	2,73	2,66
FeO	8,92	11,75	9,26	9,75	10,55	8,14
MnO	0,18	0,25	0,17	0,21	0,26	0,21
MgO	0,10	5,41	7,55	7,07	7,06	8,87
CaO	13,90	9,90	13,55	12,37	11,78	12,34
Na <sub>2</sub> O	1,98	2,16	2,50	2,34	2,17	2,10
K <sub>2</sub> O	0,22	0,24	0,25	0,40	0,20	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,20	0,11	0,14	0,28	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,22	-	-	0,14	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	0,12	0,04	0,02	1,21	0,98
П.п.п.	-	0,22	-	-	-	-
Сумма	100,11	100,04	100,68	100,13	100,07	100,89
Химическая лаборатория	ГИН	БГЭ		ГИН		ИЗК

Т а б л и ц а 5 (продолжение)

Компонент	11 828	12 642	12 790	12 643	12 645	12 644	12 791
SiO <sub>2</sub>	49,30	47,12	48,97	47,42	47,56	47,40	48,50
TiO <sub>2</sub>	2,05	1,52	3,17	1,18	1,90	1,64	2,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,85	14,77	13,31	14,90	14,45	14,50	17,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,00	5,50	4,58	2,65	2,30	2,26	2,69
FeO	11,46	7,77	9,86	8,87	10,20	10,24	9,28
MnO	0,18	0,20	0,25	0,16	0,20	0,20	0,23
MgO	5,90	7,72	4,65	11,08	8,90	9,50	5,04
CaO	10,90	12,43	9,70	11,52	11,57	11,40	10,94
Na <sub>2</sub> O	2,38	1,94	3,01	1,74	2,08	2,10	2,80
K <sub>2</sub> O	0,31	0,10	0,88	0,08	0,23	0,15	0,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,14	0,69	0,14	0,20	0,20	0,27
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	<0,10	0,26	0,89	-	-	0,10	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,37	0,60	0,42	0,48	0,45	0,57	0,71
П. п. п.			-				-
Сумма	99,91	100,07	100,38	100,22	100,04	100,26	100,34
Химическая лаборатория	БГЭ		ГИН		БГЭ		ИЗК

Таблица 5 (окончание)

Компонент	12 646	12 460	12 500	12 450	12 476	11 981
SiO <sub>2</sub>	48,02	47,70	45,70	46,30	45,82	48,90
TiO <sub>2</sub>	2,05	0,95	3,10	1,35	2,35	1,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,43	14,40	13,10	15,10	16,25	14,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,50	2,42	4,78	3,96	8,25	3,10
FeO	9,96	8,17	10,62	8,14	5,52	6,80
MnO	0,17	0,17	0,22	0,23	0,21	0,14
MgO	7,48	10,40	5,63	8,06	7,05	10,08
CaO	10,97	14,00	10,64	11,64	12,09	11,80
Na <sub>2</sub> O	2,24	1,50	2,60	1,93	2,16	2,44
K <sub>2</sub> O	0,27	0,05	0,25	0,21	0,24	0,61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	-	0,40	0,19	0,30	0,13
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,28	-	0,58	-	-	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,70	<0,10	3,36	3,07	0,23	0,08
П.п.п.	-	-	-	-		-
Сумма	100,27	99,76	100,98	100,18	100,47	100,40
Химическая лаборатория	БГГЭ	ГЕОХИ		ИЗК	МГУ	БГГЭ

Северная Исландия: 11 910 - район Тейстарейкир; 11 876 - севернее оз. Миватн; 12 754, 12 746 - район Деттифосс; 12 762 - п-ов Скаги; 12 779 - р. Видидальсау. Центральная и юго-западная Исландия: 11 828 - район Вонарскард; 12 642 - севернее Кедлинггарфьедля; 12 790 - западнее Лаунгйекудля; 12 643 - гора Блауфедль; 12 645, 12 644 - район горы Блауфедль; 12 791 - северо-восточнее горы Ок; 12 646 - район Гудльфосс; 12 460 - восточный берег оз. Тингвадлаватн; 12 500 - район Хреппар; 12 450 - юго-восточное подножие горы Эсья; 12 476 - район Хенгидль. П-ов Снайфедльснес: 11 981 - район Сетберг.

Среди рассматриваемых разностей имеются как недифференцированные составы с отношением  $(Fe_2O_3 + FeO)/(Fe_2O_3 + FeO + MgO) < 0,5$ , так и составы, уже претерпевшие эволюцию со значениями указанного выше отношения  $> 0,8$ . Расчет нормативных составов показывает, что на фоне преобладающего толейтового магматизма появляются резкие разновидности с нормативным нефелином. Встречаются лавы, существенно обогащенные минералами-кумулятами, например пикрито-базальты из шаровых лав северо-восточного берега оз. Тингвадлаватн. Там же содержатся гломерокристаллические оливин-плагиоклазовые стужения.

Средний химический состав плиоцен-эоплейстоценовых базальтов не отличается от состава миоценовых платобазальтов, несмотря на широкие вариации в составе первых.

Для плиоцен-эоплейстоценового вулканизма характерно развитие подводных и подледных излияний формации Моберг, образующих хребты и столовые горы, в разрезе которых снизу вверх подводные шаровые лавы закономерно сменяются гиалокластами и субаэральными базальтовыми потоками. Данные табл. 6

Таблица 6

Химический состав вулканических пород формации

Компонент	12 829	12 826	12 827	12 828
SiO <sub>2</sub>	46,79	46,27	42,73	46,89
TiO <sub>2</sub>	1,44	1,40	1,19	1,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,50	14,57	12,46	14,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,41	2,87	5,27	2,05
FeO	9,05	8,38	6,33	9,67
MnO	0,18	0,18	0,17	0,18
MgO	10,48	9,02	10,67	10,56
CaO	12,16	11,83	11,57	12,15
Na <sub>2</sub> O	2,18	1,87	0,77	2,03
K <sub>2</sub> O	0,25	0,23	0,22	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,07	0,07	0,09
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,04	1,64	4,34	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,11	1,21	4,10	-
П.п.п.	-	-	-	-
Сумма	99,66	99,54	99,89	99,63

Химическая  
лаборатория

ГЕОХИ

Образцы: 12 829 - подушечная лава из основания столовой горы Рейдарбармур, восточнее оз. Тингвадлаватн; 12 826, 12 827 - сидеромелановый туф, там же, выше по разрезу; 12 828 - базальт с верхнего плато столовой горы, там же; 12 741 - подушечная лава из основания горы Хердубрейд;

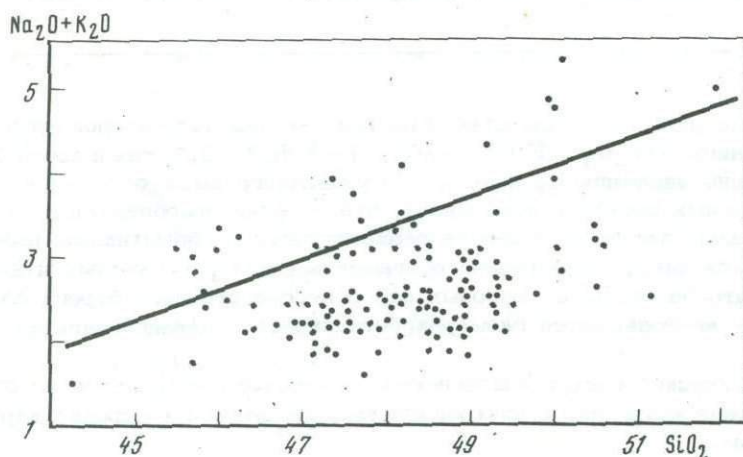


Рис. 6. Зависимость между содержаниями (в %) SiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O в плиоплейстоценовых базальтах (разделительная линия по данным: MacDonald, Katsura, 1964)

Моуберг (в %)

12 741	12 742	12 743	11 825	11 913
48,50	48,50	48,20	58,92	48,08
1,50	1,82	1,98	1,18	1,57
16,00	16,80	16,85	11,80	13,43
2,83	2,32	3,29	1,40	3,18
7,72	8,22	7,57	8,44	9,61
0,19	0,21	0,22	0,12	0,21
7,86	7,45	6,00	6,00	6,35
12,90	12,32	12,62	8,64	10,95
1,95	2,15	2,27	1,78	2,13
0,18	0,25	0,25	0,31	0,31
0,06	0,17	0,18	0,16	0,11
-	-	-	0,14	2,05
0,97	0,58	0,98	0,66	1,82
-	-	-	-	-
100,66	100,79	100,41	99,55	99,80
	ИЗК		БГЭ	ГИН

12 742 - базальт из брекчированных подушечных лав, там же, выше по разрезу; 12 743 - базальт с верхнего плато, там же; 11 825 - сидеромелановый туф, район Вонарскард; 11 913 - то же, Тейстарейкир.

показывают, что химический состав перечисленных разновидностей в разрезе единой вулканической постройки почти не изменяется. Вторичные постмагматические и автометасоматические изменения приводят к палагонитизации гиадокластитовых голщ, что выражается в окислении железа, выносе щелочей и кремнезема и гидратации минералов.

#### Голоценовые (последниковые) базальты (Q<sub>4</sub>)

По мере развития процессов рифтогенеза различия в химическом составе базальтов из разных участков проявляются все значительнее, поэтому наиболее контрастны в этом отношении современные голоценовые базальты, что иллюстрируется таблицей и диаграммами составов пород (табл. 7, рис. 7, 8). Впервые на определенную зональность в распределении голоценовых базальтов указал С. Якобсон (Jakobsson, 1972); мы существенно видоизменили и дополнили его схему (см. рис. 1). Различия в составе молодых базальтов из разных структурных участков Исландского рифта столь велики, что, несмотря на наличие переходных разностей между ними, они, несомненно, относятся к разным генетическим типам. Поэтому выведение среднего химического состава для всех видов голоценовых базальтов не имеет смысла. Необходимо рассмотреть

Таблица 7

Химический состав голоценовых базальтов (в %)

Компонент	11 904	11 896	11 907	11 945	11 834	11 842
SiO <sub>2</sub>	48,50	49,48	49,60	50,80	49,10	49,00
TiO <sub>2</sub>	0,83	1,18	0,86	2,20	2,15	1,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,88	16,82	17,80	13,40	12,50	15,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,08	1,49	4,21	3,85	3,62	2,99
FeO	7,93	9,65	5,89	11,00	14,76	8,48
MnO	0,20	0,18	0,16	0,22	0,15	0,22
MgO	8,35	6,72	7,03	5,04	5,20	7,01
CaO	13,29	12,20	12,70	9,90	8,85	12,23
Na <sub>2</sub> O	1,82	2,02	1,84	2,75	2,65	2,07
K <sub>2</sub> O	0,066	0,19	0,14	0,38	0,32	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0,08	0,083	0,41	0,23	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,02	0,03	3,04	0,03	<0,10	0,24
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,32	-	0,08	0,03	0,35	-
П.п.п.	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,29	100,4	100,44	100,01	99,88	99,12
		Среднее из трех				
Химическая лаборатория	ГЕОХИ		БГЭ		ГЕОХИ	

Таблица 7 (окончание)

Компонент	12 491	12 494	12 493	12 489	12 689	12 045	12 671
SiO <sub>2</sub>	49,90	48,30	49,40	48,40	45,37	50,00	50,55
TiO <sub>2</sub>	1,52	1,17	1,75	1,75	3,57	3,55	1,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,55	16,10	13,80	13,17	13,60	12,78	14,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,79	0,75	2,38	3,80	3,09	3,10	2,13
FeO	10,88	9,76	10,81	11,38	13,27	12,35	10,41
MnO	0,08	0,14	0,29	0,20	0,27	0,26	0,23
MgO	8,53	11,76	8,74	6,82	7,49	4,22	5,77
CaO	12,66	11,77	10,48	11,12	9,30	8,28	10,63
Na <sub>2</sub> O	1,96	1,71	2,13	2,34	2,96	3,74	2,57
K <sub>2</sub> O	0,17	0,12	0,20	0,23	0,55	1,00	0,46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,14	0,18	0,16	-	0,57	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,05	0,11	0,02	0,10	-	0,10	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	0,05	0,23	0,56	0,24	0,50	0,42
П.п.п.	-	0,10	0,10	-	-	-	0,22
Сумма	100,25	100,17	100,51	99,93	99,71	100,45	99,34
Химическая лаборатория		БГЭ		ГЕОХИ	БГЭ	ГЕОХИ	

	11 841	12 723	12 630	12 622	12 783	12 599	12 678
	56,60	49,18	47,35	49,02	48,80	47,00	49,60
	1,33	1,23	1,06	1,09	1,13	3,12	2,90
	15,10	14,55	14,60	14,60	16,85	12,50	11,83
	1,37	1,08	2,85	2,22	1,76	7,07	2,28
	9,89	9,44	8,65	8,97	8,32	8,37	12,26
	0,23	0,17	0,16	0,18	0,19	0,27	0,23
	3,44	8,02	10,85	8,62	8,60	5,80	6,32
	6,65	13,46	11,80	12,54	12,06	9,87	10,27
	3,52	2,07	1,74	1,90	2,00	2,82	2,68
	0,83	0,24	0,10	0,15	0,10	0,40	0,41
	-	0,09	0,03	0,10	0,18	0,58	0,36
	0,06	0,04	0,12	0,30	-	0,07	Не обн.
	0,34	0,04	0,50	0,26	0,41	1,16	0,40
	-				-		
	99,36	99,61	99,81	99,95	100,40	99,03	99,54

ГЕОХИ

ГИН

БГЭ

ИЗК

БГЭ

	12 406	12 409	12 439	12 445	12 448	12 601	11 970	12 022
	46,88	47,20	51,30	48,40	48,40	49,00	49,50	46,78
	4,50	4,50	2,40	3,05	3,15	1,26	1,74	1,78
	11,87	11,36	16,30	17,30	17,50	14,70	15,10	12,62
	5,06	6,70	0,21	0,30	2,01	2,14	1,09	3,44
	11,78	9,95	9,61	11,25	9,54	6,69	8,73	7,39
	0,24	0,23	0,29	0,21	0,25	0,17	0,18	0,21
	5,22	5,25	4,43	5,07	4,27	10,94	8,80	13,44
	9,76	9,36	7,06	7,95	9,18	11,65	12,30	10,37
	3,00	2,71	5,43	4,38	4,00	1,94	2,08	2,04
	0,83	0,83	1,38	1,09	0,95	0,33	0,48	0,68
	0,57	0,60	0,68	0,55	0,57	0,13	0,20	-
	0,10	0,18	0,12	-	0,12	0,10	-	0,04
	0,26	0,64	0,27	-	0,10	0,17	0,02	0,18
			-	-	-	-	0,04	-
	100,07	99,51	99,48	99,55	99,97	100,04	100,26	99,97

БГЭ

ГЕОХИ

Таблица 7 (окончание)

Север рифтовой зоны. Образцы: 11 904, 11 896, 11 907 - район Тейстарейкир; 11 945 - севернее оз. Мивати, поток 1725 г.; 11 834 - севернее кратера Луцент; 11 842 - юго-западнее кратера Луцент; 11 841 - там же. Центральная и юго-западная Исландия. Образцы: 12 728 - западные горы Хаугаунга Сядри; 12 630 - район Хвераведлир, поток Кьялхрейн; 12 622 - северо-восточнее массива Келлинггарфьедль, поток Идлахрейн; 12 783 - западные Лаунгйекудль, поток Хадльмундархрейн; 12 599 - район Дальсминни, поток Грабррокхрейн; 12 678 - лавовое поле Лаки.

П-ов Рейкьянес. Образцы: 12 491 - район Кризувик; 12 494 - район Гафнир; 12 493 - юго-западная оконечность п-ова Рейкьянес; 12 489 - район Кризувик. Южная Исландия и п-ов Снайфьедльснес. Образцы: 12 689 - севернее Келдур; 12 045 - район Эрайвайёкудль; 12 671 - севернее Торвайёкудль; 12 406, 12 409 - район Элдгьяу; 12 439, 12 445, 12 448 - о-в Хеймаэй, извержение 1973 г.; 12 601 - кратер Эльдборг, п-ов Снайфьедльснес; 12 970 - район Хрейн-фьорд, там же; 12 022 - район Рейдаменур, там же.

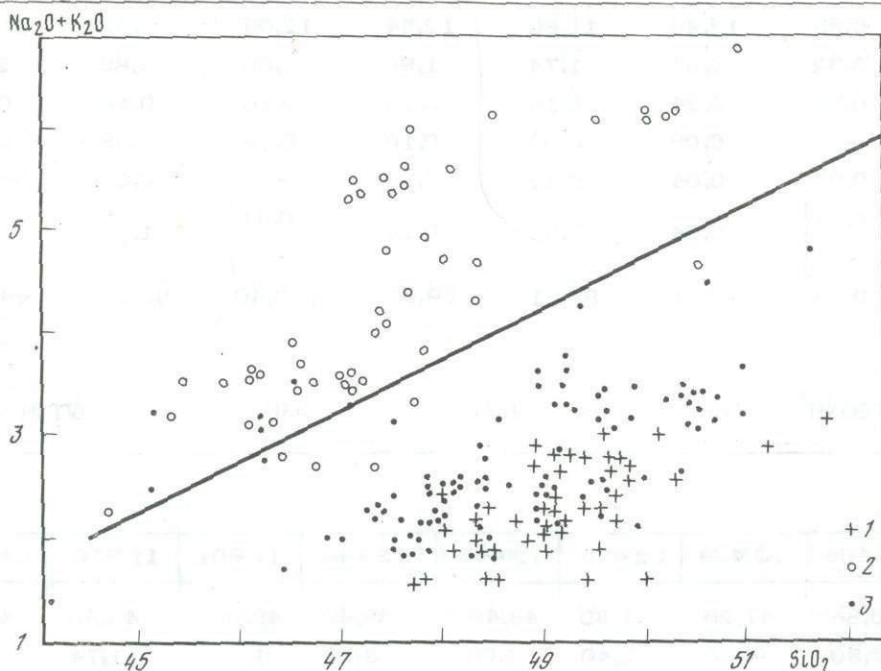


Рис. 7. Зависимость между содержаниями (в %)  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  в голоценовых базальтах

1 - низкощелочные толеиты океанического типа; 2 - кварцевые и оливковые толеиты; 3 - щелочные оливиновые базальты

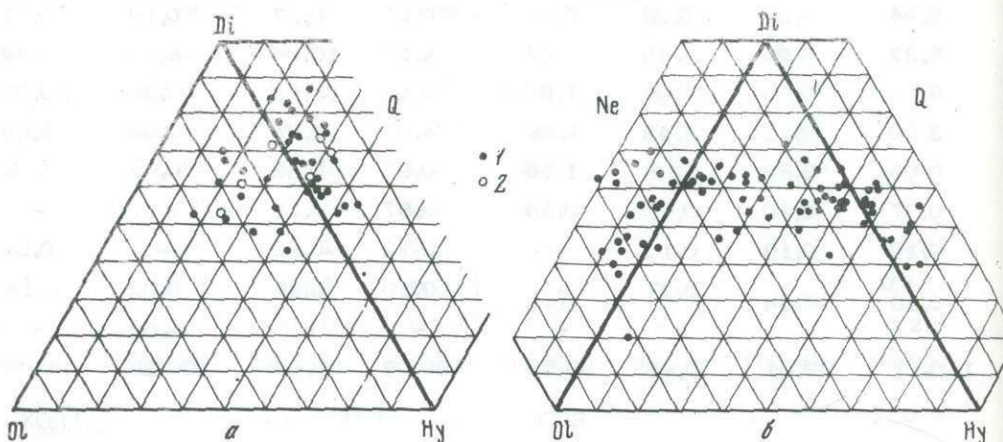


Рис. 8. Нормативный состав базальтов

а - миоценовые платобазальты; б - плиоцен-четвертичные базальты; 1 - платобазальты; 2 - дайки; Ol - оливин; Di - диопсид; Hy - гиперстен; Q - кварц или Ne - нефелин

и главные разновидности первичных базальтовых расплавов из трех тектонически различных участков рифтовой зоны: 1) низкощелочные толеиты океанического типа; 2) оливиновые и кварцевые толеиты; 3) щелочные оливиновые базальты.

### *Низкощелочные толеиты океанического типа*

Участки Восточной и Западной рифтовых зон, расположенные в местах сочленения с океаническими структурами (п-ов Рейкьянес и район севернее вулкана Аскья соответственно), сложены базальтами, выделенными нами в отдельную группу по особенностям их химического состава. По сравнению с другими базальтами Исландии для этих разновидностей характерно минимальное содержание титана, фосфора, щелочей, особенно  $K_2O$  (до 0,06%), при максимальной величине отношения  $Na_2O/K_2O$  (10–11 в среднем). Точки составов этих пород занимают нижнюю часть диаграммы "щелочи-кремнезем" (см. рис. 7). Во многих анализах содержание щелочей ниже 2%. Эти особенности состава являются общими для обоих названных выше участков рифтовой зоны. Но между ними существуют и различия: более высокое содержание  $Al_2O_3$  и  $CaO$  в базальтах северной части рифтовой зоны и обогащение  $FeO + Fe_2O_3$  и  $MgO$  базальтов п-ова Рейкьянес. Последние наиболее обогащены магнезием по сравнению с другими разновидностями базальтов Исландии и представлены, вероятно, наименее дифференцированными составами. Отношение  $(Fe_2O_3 + FeO) / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$  в них невелико и составляет 0,54 в среднем. Колебание содержаний глинозема, окислов железа и магния для всей группы в целом достаточно велико ( $Al_2O_3$  – 12–18%;  $Fe_2O_3 + FeO$  – 9–16%;  $MgO$  – 5–12%).

Расчеты нормативных составов показывают, что эти породы являются оливиновыми и кварцевыми толеитами с минимальными содержаниями нормативных полевых шпатов.

На диаграмме А.Н. Заварицкого эти породы характеризуются минимальными значениями характеристики  $a$ .

По особенностям химического состава описываемая группа пород имеет некоторое сходство с базальтами срединно-океанических хребтов (Дмитриев, 1973), что еще более заметно при сравнении содержаний редких литофильных элементов, как будет показано ниже. Необходимо подчеркнуть, что эти две группы пород не являются полными аналогами по химическому составу, но из всех известных нам континентальных и океанических разновидностей базальтов низкощелочные толеиты Исландии наиболее близки к породам срединно-океанических хребтов.

### *Оливиновые и кварцевые толеиты*

Центральная часть рифтовой зоны сложена базальтовыми лавами, химический состав которых отвечает толеитам, близким к описанным выше разновидностям плиоплейстоценового возраста и даже миоценовым платобазальтам. Средние химические составы этих групп пород почти полностью совпадают. Колебание содержаний главных петрогенных элементов происходит в несколько более узких пределах, чем для плиоплейстоценовых разновидностей, несмотря на то, что здесь имеются базальты из вулканов центрального типа (Аскья) и базальты классических трещинных излияний (Лаки). Нормативный состав этих пород отвечает кварцевым и оливиновым толеитам. Расплавы, из которых они формировались, представлены дифференцированными и слабо дифференцированными разновидностями.

Породы, обогащенные минералами-кумулятами, редки. На представленной диаграмме "щелочи – кремнезем" (см. рис. 7) А.Н. Заварицкого (рис. 9) области составов толеитов рассматриваемой группы перекрываются составами низкощелочных толеитов океанического типа. Рассматриваемая группа толеитов является наиболее распространенной среди исландских базальтов, для которых характерны повышенное содержание железа и пониженное – глинозема по сравнению с большинством базальтовых пород океанов и континентов.



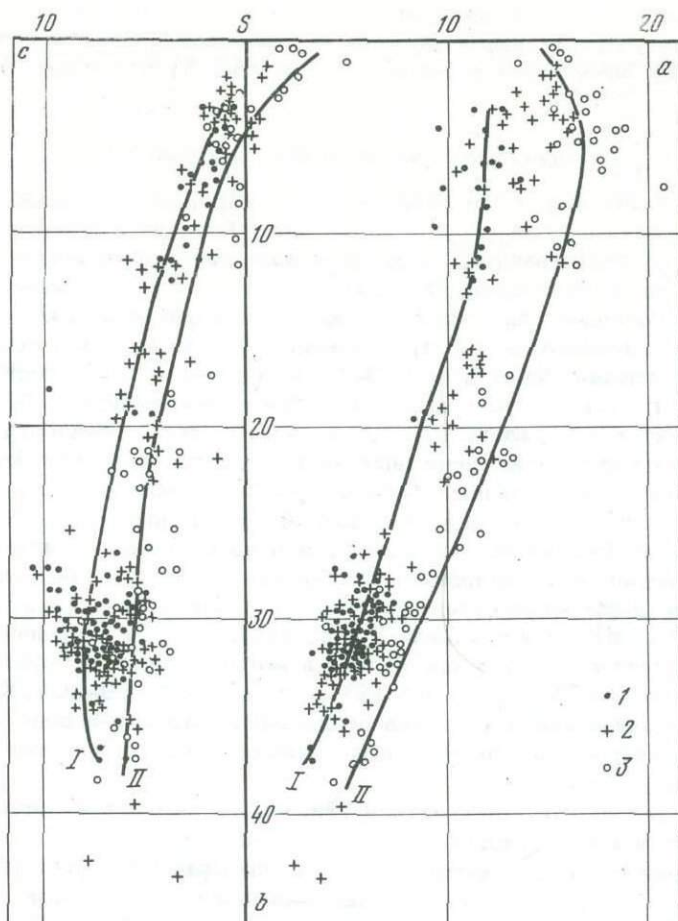


Рис. 9. Петрохимическая диаграмма вулканических пород четвертичного возраста. 1-3 - вулканиты: 1 - северной части рифтовой зоны и п-ова Рейкьянес, 2 - центральной части Исландии, 3 - юга Исландии и п-ова Снайфелльснес. I, II - вариационные линии: I - серии толеит океанического типа - низкощелочной риолит, II - серии щелочной оливиновый базальт - щелочной риолит

### Щелочные оливиновые базальты

На периферических и молодых развивающихся участках рифтовой зоны - на п-ове Снайфелльснес и в южной части Восточной рифтовой зоны распространены щелочные оливиновые базальты. Эти породы занимают верхнюю часть диаграммы  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (см. рис. 7), причем если точки составов двух описанных выше разновидностей перекрываются, то щелочные оливиновые базальты занимают здесь обособленное поле, как и на диаграмме А.Н. Заварицкого (см. рис. 9). В ряде анализов суммарное содержание щелочей превышает 6%. Отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  является минимальным для базальтов Исландии и колеблется в пределах 2-5 (в среднем 3,3). Для выделяемой разновидности пород характерны максимальные содержания  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Содержания главных петрогенных элементов колеблется в широких пределах, как и в предыдущих группах пород. Намечается лишь тенденция повышенного содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  (10-18% при среднем содержании 13,8%) и пониженного -  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$ . Колебания отношения  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$  достаточно велики (0,45-0,8). Щелочные оливиновые базальты последнего извержения на о-ве Хеймаэй отличаются наиболее высокими значениями этого отношения (0,7-0,8). Для них характерны высокие содержания  $\text{SiO}_2$  (до 51%) и суммы щелочей (до 7%). Эти породы приближаются по составу к группе

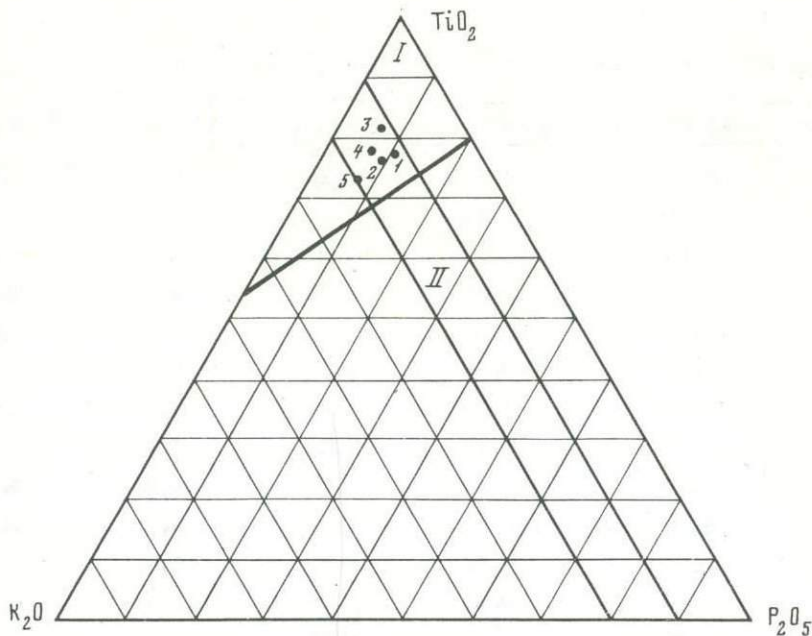


Рис. 10. Диаграмма  $TiO_2-K_2O-P_2O_5$

I – поле океанических базальтов; II – поле континентальных базальтов; I – миоценовые платобазальты; 2 – плиоцен–эоплейстоценовые базальты; 3 – голоценовые низкощелочные толеиты океанического типа; 4 – голоценовые кварцевые и оливинные толеиты; 5 – голоценовые щелочные оливинные базальты; поле лейцита на показано

гавайитов–муджиеритов. Вероятно, расплавы, из которых они формировались, претерпели дифференциацию в промежуточных магматических очагах. Наименее дифференцированными являются базальты вулкана Сюртсей и отдельные разновидности пород из окрестностей вулкана Снайфедльсйёкудль. Эти породы наиболее обогащены  $MgO$  и имеют минимальное отношение  $(Fe_2O_3 + FeO)/(Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ .

Расчет нормативных составов рассматриваемой группы пород показывает, что они являются ифелин– или гиперстенсодержащими разновидностями. В тетраэдре  $Ol-Di-Hy-Ne$  точки их составов располагаются вблизи ребра  $Di-Ol$  (см. рис. 8). На диаграмме А.Н. Заварицкого эти разновидности характеризуются максимальными величинами характеристики  $a$  и минимальными –  $c$ . В поле развития щелочных оливинных базальтов присутствуют толеитовые разновидности (см. три последних анализа в табл. 7), которые не включались в подсчет средних составов.

По химическому составу щелочные оливинные базальты Исландии близки к базальтам океанических островов Средней и Южной Атлантики, а также континентальных рифтовых зон Восточной Африки.

Статистическое изучение химического состава базальтов позволило эмпирически разделить континентальные и океанические разновидности на треугольнике  $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$  (Pearce a.o., 1975). Нанесение средних базальтов Исландии на эту диаграмму (рис. 10) показывает, что все они, за исключением тригичных платобазальтов, попадают в область распространения океанических пород.

### Дифференцированные базальто-риолитовые комплексы (Q)

Вулканы центрального типа, расположенные в рифтовой зоне, сложены дифференцированными сериями пород, в состав которых входят лавы базальтов, андезитов, дацитов, риолитов, туфы и пирокласты (табл. 8 и 9). Петрохимические особенности вулканических ассоциаций отражают черты той зоны, в которой они расположены. В районе развития низкощелочных толеитов океанических

Таблица 8

Химический состав пород из дифференцированных вулканических комплексов

Компонент	12 641	12 638	12 623	12 635	12 625
SiO <sub>2</sub>	47,20	47,60	48,26	60,24	62,67
TiO <sub>2</sub>	2,90	2,90	2,12	1,35	1,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,14	12,55	13,01	12,86	14,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,73	3,50	3,04	2,43	0,57
FeO	12,40	11,10	10,34	6,82	6,87
MnO	0,26	0,21	0,21	0,17	0,18
MgO	6,00	5,40	6,78	2,68	1,04
CaO	9,64	9,65	12,64	5,10	5,71
Na <sub>2</sub> O	2,93	3,00	2,25	4,30	4,34
K <sub>2</sub> O	0,48	0,76	0,34	1,76	1,92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,39	0,18	0,39	0,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,86	0,48	0,36	0,38	0,44
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,20	2,50	0,09	1,38	
П.п.п.		-	-		-
Сумма	99,88	100,04	99,62	99,86	99,50
Химическая лаборатория		БГГЭ	ГИН	БГГЭ	ГИН

Таблица 8 (продолжение)

Компонент	12 713	12 714	12 718	12 657	12 682	12 684
SiO <sub>2</sub>	52,60	57,95	70,98	49,20	54,30	55,40
TiO <sub>2</sub>	2,70	1,44	0,18	3,40	2,08	2,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,22	14,30	12,60	12,90	14,90	13,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,44	2,93	0,93	3,38	1,81	2,17
FeO	10,83	8,86	1,53	10,25	7,62	7,87
MnO	0,31	0,29	0,12	0,32	0,18	0,16
MgO	3,34	1,95	0,57	5,15	5,31	4,95
CaO	7,44	5,58	1,64	8,51	8,06	6,58
Na <sub>2</sub> O	3,81	4,25	4,74	3,64	3,84	4,10
K <sub>2</sub> O	1,03	1,45	2,81	0,72	1,20	2,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	1,31	0,44	0,40
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,05	0,16	0,48	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,14	0,44	2,93	-	-	0,67
П.п.п.	0,10	0,24	-	0,68	-	-
Сумма	99,01	99,84	99,51	99,46	99,74	100,28
Химическая лаборатория		ГЕОХИ			БГГЭ	

четвертичного возраста (в %)

12 621	12 632	12 620	12 619	12 618	12 615	12 633
69,79	72,10	72,73	72,86	72,23	73,00	73,20
0,42	0,22	0,25	0,25	0,25	0,22	0,24
11,96	12,02	12,41	12,50	12,57	12,80	12,54
3,70	2,20	1,02	1,25	1,01	0,60	1,03
1,65	1,50	1,58	1,37	1,89	1,56	2,10
0,18	0,06	0,08	0,07	0,08	0,05	0,09
<0,10	0,10	<0,10	<0,10	<0,10	0,16	0,45
2,30	1,36	1,58	1,83	1,82	1,02	1,13
4,64	5,20	4,89	4,89	5,07	4,50	4,60
3,41	3,44	4,19	4,19	4,38	3,86	3,40
0,05	0,03	0,02	0,02	0,23	0,03	0,04
0,58	0,20	0,42	0,26	0,36	0,28	0,10
1,40	2,00	0,38	0,34	0,67	1,90	0,73
-		-	-	-		
100,08	100,33	99,55	99,83	100,56	99,98	99,65
ГИН	БГЭ		ГИН		БГЭ	

12 661	12 400	12 683	12 663	12 399	12 650	12 679
68,20	69,00	69,46	69,50	69,90	71,30	71,70
0,46	0,41	0,35	0,39	0,31	0,35	0,30
12,57	14,42	14,00	15,40	14,20	13,40	13,30
1,19	1,60	1,18	-	0,90	1,27	0,70
4,11	1,67	2,25	2,63	2,06	2,09	2,63
0,15	0,09	0,08	0,10	0,08	0,06	0,13
1,53	0,37	0,52	0,97	0,40	0,97	0,40
1,23	1,75	1,20	1,68	1,20	1,46	0,89
5,04	5,33	5,90	5,00	5,70	4,75	4,88
3,51	4,36	4,50	3,61	4,70	4,00	3,35
0,06	0,16	0,07	0,03	0,07	0,06	0,04
0,30	0,08	0,14	-	<0,10	-	0,40
1,64	0,16	0,65	0,46	0,78	0,40	0,20
	-					
99,99	99,40	100,30	99,77	100,30	100,11	100,76
ГЕОХИ	МГУ	БГЭ		ГЕОХИ		БГЭ

Таблица 8 (окончание)

Компонент	12 656	12 675	12 808	12 805	12 807	12 603
SiO <sub>2</sub>	72,20	72,92	45,81	66,23	75,80	57,34
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,38	1,70	0,64	0,19	1,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,75	10,61	12,78	11,90	12,40	14,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,49	3,67	2,70	4,23	0,91	1,58
FeO	1,88	1,45	8,20	4,47	0,31	6,00
MnO	0,10	0,10	0,18	0,24	0,01	0,20
MgO	<0,10	<0,10	13,23	-	0,70	4,07
CaO	1,12	0,68	12,08	4,15	1,54	6,64
Na <sub>2</sub> O	5,43	5,20	1,87	4,60	4,79	3,67
K <sub>2</sub> O	4,42	4,80	0,70	2,08	2,55	2,66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,035	0,10	0,23	0,07	0,012	0,27
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0,32	0,16	0,81	-	0,36
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,44	0,26	0,21	-	0,52	0,76
П.л.п.	-		-	-	-	
Сумма	99,08	100,49	99,85	99,42	99,73	99,79
Химическая лаборатория	ИЗК	БГЭ	ГИН		ИЗК	БГЭ

\*Среднее из отдельных анализов разных лабораторий.

Образцы: 12 641 - порфиroidный базальт, Кедлинггарфьёдль; 12 638, 12 623 - афировый базальт, там же; 12 635 - андезит, там же; 12 625 - андезито-дацит, там же; 12 621 - риолито-дацит, там же; 12 632, 12 618-12 620 - дацито-риолит, там же; 12 615, 12 633 - риолит, там же; 12 713 - андезито-базальт, Гекла; 12 714 - андезит, там же; 12 718 - пемза дацито-риолитовая, там же; 12 657 - афировый базальт, Торвайёкудль; 12 682 - андезито-базальт, там же; 12 684 - андезито-базальт,

кого типа развиты дациты и риолиты, наиболее обедненные щелочами. Сумма Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O в риолитах экструзий из района оз. Миватн и пемзах вулкана Аскья составляет 6-7%. Содержание щелочей несколько выше в кислых дифференциатах центральной части Исландии, где расположены вулканические комплексы Кедлинггарфьёдль, Хенгидль, Гекла и др. Наиболее обогащены щелочами кислые породы периферических и молодых участков зоны, где развиты щелочные оливиновые базальты. Суммарное содержание щелочей в риолитах из комплексов Торвайёкудль, Эрайвайёкудль и Льосуфьёдль часто превышает 10%. Эти риолиты отличаются от низкощелочных разновидностей северной части рифтовой зоны меньшим содержанием TiO<sub>2</sub>, CaO, MgO и повышенным - щелочей и особенно K<sub>2</sub>O (табл. 10). Породы среднего состава (андезиты, дациты) подчиняются тем же закономерностям.

На диаграмме Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> (рис. 11) показаны линии составов дифференцированных риолито-базальтовых комплексов, где щелочность возрастает в следующем ряду: район Миватн - Аскья, Кедлинггарфьёдль, Гекла, Торвайёкудль - Льосуфьёдль - Снайфедльсекудль. Риолиты последних районов относятся к щелочным комендитовым разновидностям, пересыщенным щелочами. Коэффициент алкаитности в них превышает единицу. При расчете нормативных составов обнаруживается актит, а иногда даже нормативный силикат Na.

12 604	12 608	12 609	12 020*	12 017	12 018*	12 813*
62,57	70,74	69,09	45,32	46,70	61,15	66,55
0,73	0,31	0,34	2,77	3,80	0,92	0,43
16,36	13,00	13,92	13,49	16,51	15,66	15,02
4,66	1,93	1,63	2,42	2,61	1,72	1,71
1,85	2,26	2,98	10,32	10,05	6,48	2,67
0,20	0,15	0,17	0,22	0,27	0,25	0,17
0,12	0,10	0,25	10,58	4,53	0,93	0,54
1,74	0,85	2,08	11,01	8,76	3,45	1,71
6,08	5,70	5,47	2,36	4,19	5,31	5,57
5,16	4,70	4,62	0,87	1,62	3,23	4,21
0,19	0,01	0,10	0,56	1,30	0,31	0,10
0,04	-	0,06	0,10	0,17	0,13	1,14
0,09	0,50	0,04		-	-	
99,79	100,24	100,75	100,02	100,51	99,54	99,82
МГУ	ГЕОХИ	МГУ	Среднее из 4	МГУ	Среднее из 6	Среднее из 4

там же; 12 661 - риолито-дацит, там же; 12 400, 12 683, 12 663, 12 399, 12 650, 12 679 - дацито-риолит, Торвайёкудль; 12 656, 12 675 - дацито-риолит, Торвайёкудль; 12 808 - оливиновый базальт, Драпухлидарфьядль; 12 805 - дацит, там же; 12 807 - риолит, там же; 12 603 - андезит, Льосуфьедль, п-ов Снайфедльснес; 12 604 - андезито-дацит, там же; 12 608 - дацито-риолит, там же; 12 609 - дацито-риолит, там же; 12 020, 12 017 - оливиновый базальт, Снайфедльсйёкудль; 12 018 - андезит, там же; 12 813 - пемза дацитовая, там же.

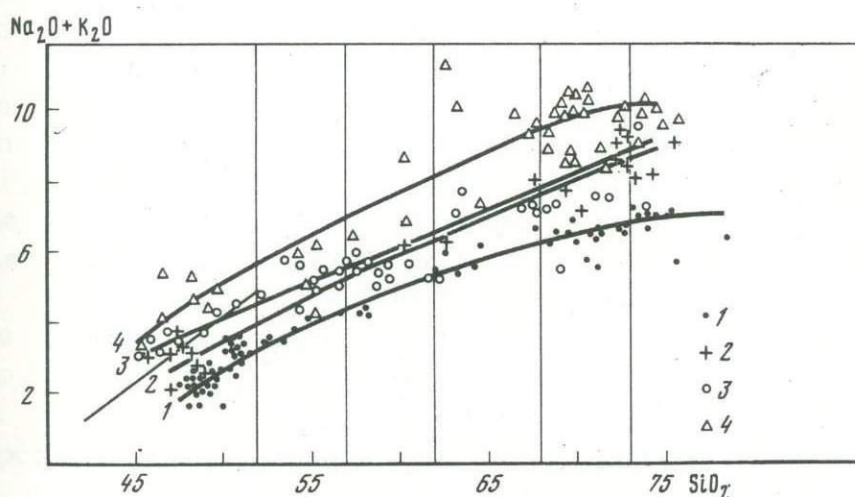


Рис. 11. Зависимость между содержаниями (в %)  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  для некоторых четвертичных вулканических комплексов

1-4 - районы: 1 - Мивати, Тейстарейкир и Аскья, 2 - Кедлинггарфьедль, 3 - Гекла, 4 - Торвайёкудль, Снайфедльсйёкудль и Льосуфьедль

Таблица 9

Химический состав кислых вулканических пород четвертичного возраста (в %)

Компонент	11 918*	11 856	11 830*	11 831	12 735	12 730	11 921
SiO <sub>2</sub>	73,25	72,45	63,43	63,00	69,54	69,64	70,00
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,41	0,87	0,88	1,10	0,96	0,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,85	12,16	15,09	14,90	12,86	12,35	12,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,43	1,36	1,08	2,46	0,55	1,58	1,00
FeO	3,05	3,80	6,75	5,61	3,73	3,77	3,74
MnO	0,11	0,12	0,12	0,12	0,10	0,10	0,09
MgO	0,51	0,12	1,35	1,25	0,83	1,30	1,33
CaO	2,00	2,45	4,88	5,24	4,14	3,10	3,10
Na <sub>2</sub> O	4,10	4,19	4,14	4,23	4,10	4,20	4,00
K <sub>2</sub> O	2,62	2,64	1,34	1,31	2,34	2,25	2,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,16	0,25	-	0,23	0,22	0,18
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	} 0,29	0,08	-	0,05	0,08	0,20	0,18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>		} 0,25	0,35	0,30	0,11	0,36	} 0,50
П.п.п.			-	-	-	-	
Сумма	99,42	100,19	99,65	99,35	99,71	100,03	99,61
Химическая лаборатория	Среднее из пяти	МГУ	Среднее из трех	ГЕОХИ	ГИН	БГЭ	

Таблица 9 (продолжение)

Компонент	11 931	12 725	12 726	12 736	12 720	12 627	12 647	12 794
SiO <sub>2</sub>	71,44	73,19	78,34	71,14	76,63	71,00	73,82	76,53
TiO <sub>2</sub>	0,80	0,63	0,20	0,68	0,25	0,30	0,22	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,20	12,19	10,66	13,20	11,57	11,90	12,80	11,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,63	1,10	1,40	2,90	1,75	0,74	1,00	0,44
FeO	2,50	2,28	1,60	1,43	1,13	3,37	1,30	1,00
MnO	0,09	0,10	0,04	0,07	0,06	0,13	0,02	0,04
MgO	1,05	0,12	0,56	0,39	0,02	0,32	0,16	0,02
CaO	2,36	3,28	1,12	3,51	1,70	2,08	0,90	1,33
Na <sub>2</sub> O	4,05	4,32	2,94	4,10	4,42	4,30	5,00	5,14
K <sub>2</sub> O	2,40	2,75	2,58	2,44	2,75	2,68	3,58	3,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,09	0,03	0,14	-	0,04	0,04	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	0,04	0,22	0,04	0,08	0,20	0,16	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,72	0,04	0,46	0,04	0,01	} 2,47	} 0,54	} 0,04
П.п.п.	-	-	-	-	-			
Сумма	99,58	100,13	100,15	100,08	100,37	99,53	99,54	100,41
Химическая лаборатория		ГИН	БГЭ	ГИН		БГЭ	ГИН	

\*Среднее по нескольким анализам разных лабораторий.

Таблица 9 (окончание)

Компонент	12 478	12 475	12 815	12 048	12 041	12 041a
SiO <sub>2</sub>	71,12	65,31	57,38	71,60	72,20	72,50
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,76	2,63	0,20	0,15	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,64	14,72	12,60	13,23	13,00	13,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,13	0,73	3,10	1,43	1,62	1,74
FeO	1,14	6,17	7,67	1,15	1,35	1,21
MnO	0,06	0,21	6,46	0,07	0,09	0,11
M <sub>3</sub> O	0,25	1,76	0,18	0,23	<0,10	<0,10
CaO	1,75	2,45	2,48	0,87	0,93	0,93
Na <sub>2</sub> O	3,31	4,98	4,61	5,00	4,74	5,67
K <sub>2</sub> O	3,48	2,28	2,21	4,10	4,70	3,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,20	0,32	0,04	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0,16	0,06	0,12	0,29	0,39
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,20	0,38	0,24	1,72		
П.п.п.		-	-		-	-
Сумма	99,42	100,11	99,94	99,76	99,07	99,37
Химическая лаборатория	МГУ		ГИН	БГЭ	ГЕОХИ	

Образцы: 11 918 - риолит, Литла Крабла, северная Исландия; 11 856 - обсидиан дацито-риолитовый, Храбднухриггур; 11 830, 11 831 - андезито-дацит, Лудент; 12735 - пемза риолито-дацитовая, извержение 1875 г., Аскья; 12 730 - игнимбрит риолито-дацитовый, Аскья; 11 921 - дацито-риолит, там же; 11 931 - пемза дацито-риолитовая, извержение 1875 г., Аскья; 12 725 - черное стекло риолитового состава, там же; 12 726 - светлое стекло риолитового состава, там же; 12 736 - гранофир из включения в пемзе, там же; 12 720 - риолит, Хаугаунга Сидри; 12 627 - дацито-риолит, западнее Хвераведлира; 12 647 - риолит, западнее Гейзера; 12 794 - обсидиан риолитовый, Престахнукур; 12 478 - дацито-риолит, Хенгидль; 12 475 - дацит, там же; 12 815 - игнимбрит андезитовый, южнее Катла; 12 048 - дацито-риолит, Эрайвайёкудль; 12 041 - стекло дацито-риолитовое, там же; 12 041a - сферолиты, там же.

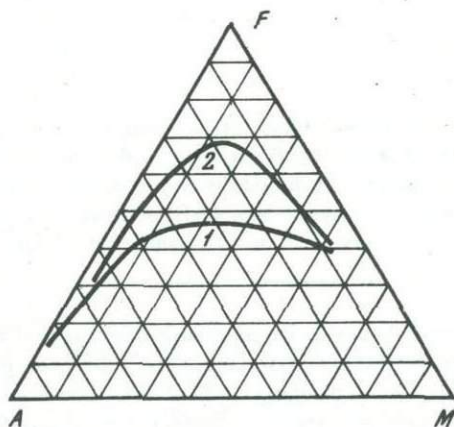


Рис. 12. Схематическая диаграмма АFM для вулканитов серии щелочной оливиновый базальт - щелочной риолит (1) и толеит океанического типа - низкощелочной риолит (2)

A - Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O; F - FeO + 0,9F<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; M - MgO



Таблица 10

Средний химический состав (в%) и петрохимические характеристики главных типов

Компонент	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	48,4	49,2	48,5	47,5
TiO <sub>2</sub>	2,0	1,4	2,2	1,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,7	15,0	14,3	13,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,1	2,6	2,8	2,6
FeO	9,6	9,0	10,2	10,2
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	7,4	7,8	7,4	10,6
CaO	11,8	12,3	11,5	11,4
Na <sub>2</sub> O	2,2	2,2	2,3	2,0
K <sub>2</sub> O	0,4	0,2	0,4	0,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,2	0,1	0,2	0,1
Число анализов	77	29	28	8

Петрохимические характеристики по А.Н. Заваришкому

S	56,1	56,3	56	53,2
a	5,3	5,0	5,0	4,5
c	7,0	7,3	6,0	6,5
c	-	-	-	-
b	31,4	31,2	31	35,7
f'	38	35	38	33
m'	39	42	39	48
c'	23	23	23	19
Q	-5,4	-4,8	-2,0	-9,0

Нормативный минеральный состав

q	-	-	-	-
or	2,4	1,0	2,2	1,2
ab	18,6	18,3	19,4	16,9
an	29,1	31	27,5	27,6
ac	-	-	-	-
Di	23	24	23,5	23
Hu	15,2	18,2	15,1	10,4
Ol	3,0	1,2	3,6	13,8
mt	4,5	3,7	3,9	3,8
il	3,8	2,7	4,3	3,0
ap	0,5	0,3	0,3	0,2

12 - базальты плиоплейстоценовые; 13 - низкощелочные толеиты океанического типа севера Исландского грабена, Q<sub>4</sub>; 14 - то же, п-ова Рейкьянес, Q<sub>4</sub>; 15 - толеитовые базальты центральной и юго-западной Исландии, Q<sub>4</sub>; 16 - щелочные оливиновые базальты южной Исландии и п-ова Снайфедльснес, Q<sub>4</sub>; 17 - дацит-риолиты центральной и юго-западной Исландии; 18 - дацит-

Для дав кислого состава весьма характерны сферолоидные текстуры: среди темной стекловатой основной массы расположены светлые раскристаллизованные стяжения округлой формы размером 0,1-2 см. Внешне эти текстуры напоминают ликвационные текстуры стекол. Однако химический анализ стекла и сферолоидов обнаруживает полное сходство по всем главным петрогенным элементам, за исключением щелочей. Округлые стяжения богаче Na<sub>2</sub>O и беднее K<sub>2</sub>O по сравнению со стеклом (см. табл. 9, обр. 12 O41). Наличие среди чет-

лов вулканических пород плиоцен-четвертичного возраста

16	17	18	19	20	21
47,3	71,8	71,0	73,9	74,8	74,3
3,4	0,6	0,3	0,4	0,2	0,2
14,7	13,0	13,6	12,0	12,6	12,6
2,8	1,8	1,6	1,4	1,2	1,3
11,0	2,5	2,2	2,9	1,6	1,3
0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
6,7	0,4	0,4	0,2	0,2	0,1
9,7	2,4	1,2	2,0	1,3	0,5
3,0	4,3	5,3	4,2	4,6	5,3
0,9	3,0	4,2	2,8	3,4	4,3
0,3	0,1	0,1	0,1	<0,1	<0,1
44	19	18	6	15	5

Петрохимические характеристики по А.Н.Заварицкому

56,2	79,3	77,5	80,7	81,2	80,8
7,8	13,3	17	12,7	14,3	16,1
5,8	1,7	0,2	1,3	0,8	-
-	-	-	-	-	0,9
30	5,6	5,2	5,2	3,4	2,0
43	69	65	74	72	64
37	12	12	6	9	7
20	19	23	20	19	28
-9,0	30,1	20,8	34,6	32,9	28,4

Нормативный минеральный состав

-	29,7	21,1	33,6	31,8	25,9
5,3	17,7	24,8	16,6	20,1	25,6
25,4	36,4	44,8	35,5	38,9	40,9
24,0	7,3	0,9	5,6	3,7	-
-	-	-	-	-	3,7
18,2	3,3	3,7	3,2	1,8	3,5
3,7	1,6	1,5	2,5	1,4	-
12,2	-	-	-	-	-
4,1	2,6	2,3	2,0	1,7	-
6,5	1,1	0,6	0,8	0,4	0,5
0,7	0,2	0,2	0,2	0,2	-

риолиты южной Исландии и п-ова Снайфедльснес; 19 - низкощелочные риолиты севера Исландского грабена; 20 - риолиты центральной и юго-западной Исландии; 21 - щелочные риолиты южной Исландии и п-ова Снайфедльснес. Все анализы приведены к 100% безводного вещества.

вертикальных вулканических пород Исландии разных ассоциаций пород иллюстрируется диаграммой АФМ, где нанесены две крайние, наиболее различающиеся по составу серии пород: щелочно-оливино-базальтовая и толеитовая (рис. 12), между которыми располагаются серии промежуточного состава. Та же особенность отражена на диаграмме А.Н.Заварицкого (см. рис. 9), где показана вариационная линия толеитовой серии (толеит океанического типа - низкощелочной риолит), близкая к классической серии Лассен-Пик, и щелочно-оливино-базальтовая серия со слабо проявленной пантеллеритовой тенденцией, близкая к щелочным сериям Иеллоустонского парка и о-ва Вознесения (Заварицкий, 1950).

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД И ХИМИЗМ  
ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ**

Эффузивные и интрузивные породы Исландии характеризуются устойчивым минеральным парагенезисом. Число минеральных видов магматической стадии кристаллизации невелико. Все разнообразие пород Исландии – от основных до кислых – определяется вариациями содержаний минералов: оливинов, клинопироксенов, плагиоклазов и Fe-Ti окислов. Эти минералы являются проходящими в породах риолито-базальтовой ассоциации и закономерно изменяют свой химический состав в зависимости от состава расплава, из которого они кристаллизуются. Реже перечисленных выше минералов в породах разного состава встречаются хромшпинелиды, ортопироксен, амфиболы, апатит, санидин и кварц. Вторичные гидротермальные минералы миндалин и поздних прожилков (цеолиты и др.) и продукты гипергенеза мы не рассматриваем. Принципиальные различия в минералогическом составе эффузивных и интрузивных разновидностей отсутствуют.

Данные по химическому составу породообразующих минералов приведены в ряде работ (Carmichael, 1967a; Sigurdsson, 1970; Schedler, 1971; Baldrige a.o.,

Таблица 11

Химический состав кумулятивных разновидностей вулканических пород (в%)

Компонент	12 468	12 157	12 345	12 564	12 461
SiO <sub>2</sub>	44,54	42,82	46,28	46,50	47,50
TiO <sub>2</sub>	0,65	1,00	1,30	1,16	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,42	19,00	20,94	10,70	19,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,47	5,30	3,28	0,82	1,82
FeO	9,30	2,60	4,25	7,62	3,40
MnO	0,18	0,12	0,10	0,13	0,10
MgO	22,30	4,13	4,10	17,47	8,80
CaO	9,72	12,00	13,70	9,85	16,20
Na <sub>2</sub> O	0,71	1,46	1,97	1,60	1,30
K <sub>2</sub> O	0,07	0,30	0,24	0,39	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	0,12	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,1	6,60	1,18	0,40	0,1
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	3,90	1,86	1,20	-
П.п.п.	-	-	-	1,32	-
Сумма	99,46	99,23	99,20	99,28	99,32

Химическая лаборатория

ГЕОХИ

БГТЭ

ГЕОХИ

Образцы: 12 468 – пикрито-базальт, гора Мидфедль, восточнее оз. Тингвадлаватн; 12 157 – порфировидный базальт, массив Тингмули; 12 345 – то же, верховья Рейдар-фьорда, восточная Исландия; 12 564 – пикрито-базальт, верховья Дира-фьорд, северо-западная Исландия; 12 461 – гломерокристаллические стяжения в базальтах, гора Мидфедль, восточнее оз. Тингвадлаватн.

1973; Jakobsson a.o., 1973; Hermes, Schilling, 1976; Поляков и др. 1976; и др.).

Вулканические породы являются хорошим объектом для изучения химизма процессов кристаллизации, так как здесь легко различить минералы ранних стадий кристаллизации (фенокристаллы) и позднее застывающую основную массу. Кумулятивные породы, обогащенные минералами ранних стадий кристаллизации, встречаются в вулканах центрального типа. Представление о химическом составе подобных образований дает табл. 11. Для порфировидных разновидностей пород существуют закономерные различия между составом породы в целом и составом основной массы. Эти различия для базальтов заключаются в обогащении основной массы кремнием, алюминием и щелочами и обеднении магнием (табл. 12). В средних и кислых разновидностях состав основной массы почти не отличается от состава породы в целом, так как количество вкрапленников незначительно.

Изучение химического состава минералов-вкрапленников необходимо для установления величин коэффициентов, т.е. интенсивности фракционирования отдельных элементов, для оценки равновесий между расплавом и твердыми фазами, определения условий кристаллизации (температура, общее давление при кристаллизации и давление воды в расплаве) и тенденций изменения химизма остаточных расплавов в процессе кристаллизации. Принимается, что состав породы по содержанию нелетучих компонентов соответствует составу исходного расплава.

Ниже приводятся табличные данные по составу минералов-вкрапленников, полученные на нашем материале для двух крайних по составу серий пород: 1) толеит океанического типа - низкощелочной риолит (район оз. Миватн) и

Таблица 12

Химический состав порфировидных вулканических пород и вещества их основной массы (в %)

Компонент	11 898		12 020	
	вулканическая порода	основная масса	вулканическая порода	основная масса
SiO <sub>2</sub>	48,61	49,05	45,32	46,60
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,68	2,77	3,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,65	16,35	13,49	16,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,77	1,68	2,42	2,27
FeO	8,28	7,49	10,32	9,62
MnO	0,17	0,17	0,22	0,22
MgO	12,26	9,22	10,58	5,98
CaO	12,68	12,70	11,01	10,98
Na <sub>2</sub> O	1,48	1,59	2,36	2,78
K <sub>2</sub> O	0,07	0,75	0,87	0,98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	-	0,56	-
H <sub>2</sub> O <sub>общ</sub>	0,20	0,30	0,10	0,19
Сумма	100,93	99,98	100,02	99,36

Образцы: 11 898 - оливиновый базальт, Тейстарейкир; 12 020 - оливиновый базальт, лавовое поле Будархрейн, юго-восточнее Снайфедльсекудла.

Таблица 13

Химический состав оливинов из вулканических пород (в %)

Компонент	Толейтовая серия		Щелочно-оливино-базальтовая серия					
	11 898	11 918	12 020		12 018		12 813	
SiO <sub>2</sub>	41,20	33,99	40,18	38,25	33,99	36,66	32,85	31,59
FeO*	10,00	57,90	13,86	22,86	51,97	44,88	54,64	62,32
MnO	0,40	2,35	0,21	0,33	2,30	1,55	3,39	4,72
MgO	45,75	4,54	42,00	35,01	12,62	18,33	9,66	3,94
CaO	0,68	0,38	0,58	0,55	0,73	0,61	0,54	0,57
Сумма	98,03	99,16	96,83	97,00	101,61	102,03	101,08	103,14
Fa	10,7	84,1	15,5	26,5	67,0	56,2	71,9	83,4
Fo	87,8	11,8	83,4	72,3	28,9	40,8	22,7	9,3
La	1,0	0,7	0,9	0,8	1,1	1,0	0,9	1,0
Trh	0,5	3,4	0,2	0,3	3,0	2,0	4,5	6,3

\* Fe в пересчете на FeO.

Образцы: 11 898 - оливиновый базальт (среднее по трем зернам); 11 918 - риопит (среднее по трем зернам); 12 020 - оливиновый базальт; 12 018 - андезит; 12 813 - дацитовая пемза.

2) щелочной оливиновый базальт-щелочной дацит (вулкан Снайфедльсёкудль). Химический состав пород, из которых выделены минералы, приведен в табл. 7-9 и 12. Более подробно о геологическом положении образцов, составе пород и минералов, а также о величинах коэффициентов распределения указано в опубликованной ранее работе (Поляков и др., 1976). Литературные данные по составу отдельных минералов также учитывались нами.

Оливин - характерный вкрапленник, наблюдающийся почти во всех разновидностях эффузивных пород. В основной массе он встречается гораздо реже - главным образом в меланократовых разновидностях базальтов. Состав оливина в породах, изменяющихся по составу от основных до кислых, колеблется в широких пределах: 98,8-0,4 Fe. Крайние значения даны в работах (Carmichael, 1967a; Sigurdsson, Brown, 1970). Данные по химическому составу изученных нами образцов приведены в табл. 13. Зональность в образцах отсутствует, часто встречаются зерна округлой формы и обломки кристаллов. Для оливинов из пород щелочной серии характерно наличие в одной породе однородных незональных зерен различного химического состава. Различия в химическом составе зерен оливина из одного образца достигают 10% Fo молекулы. В толейтовой серии пород состав оливинов колеблется меньше. Зональные оливины из базальтов п-ва Рейкьянес были описаны ранее (Hermes, Schilling, 1976). Максимальные различия в составе между ядром вкрапленника и узкой краевой зоной достигают 14% Fo молекулы.

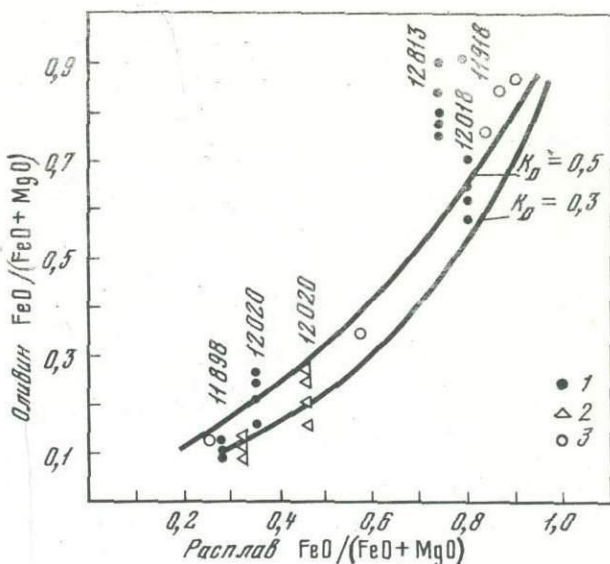
Оценка степени равновесности оливина с расплавом на изученных образцах проведена с использованием опытов по искусственным системам и природным базальтам, приведенных в ряде работ (Roeder, Emslie, 1970; Cawthorn e.a., 1973; Roeder, 1974), на основании оценки величины коэффициента распределения пары элементов или коэффициента сокристаллизации ( $K_D$ ):

$$K_D = \frac{x_{Ol}^{FeO} \cdot x_L^{MgO}}{x_{Ol}^{MgO} \cdot x_L^{FeO}}$$

где  $X$  - мольные доли окислов в расплаве ( $L$ ) и оливина ( $Ol$ ). Для равновесных процессов величина  $K_D$  оценивается в 0,3 при колебаниях от 0,2 до 0,5 для

Рис. 13. Кривые равновесия оливин - расплав

1 - порода в целом; 2 - основная масса; 3 - литературные данные (Carmichael, 1960, 1964, 1967a). Отношение  $FeO/(FeO + MgO)$  - в мольных долях. Цифры - номера образцов



состава базальтов, андезитов-базальтов и андезитов. Оливин из изученного нами образца толеитового базальта характеризуется равновесными значениями  $K_D \approx 0,25-0,37$ . Для оливинов из базальта и андезита щелочной серии колебания величин  $K_D$  гораздо существеннее (0,34-0,67 и 0,35-0,60 соответственно), т.е. они превышают значения, приводимые для равновесных образцов. Вероятно, часть вкрапленников оливина кристаллизовалась в равновесии с расплавами, более железистыми (и, видимо, более кремнекислотными), чем изученные образцы. Для щелочного оливинового базальта наиболее железистые оливины находились в равновесии с расплавом, соответствующим по составу основной массе этой породы (см. табл. 12). Для расплавов кислого состава опыты по изучению равновесия оливин - расплав не проводились и величина  $K_D \approx 0,3$  не является критерием равновесия. В изученных нами образцах эта величина составляет 1, 1-3, 1. Кривые равновесия оливин - расплав показаны на рис. 13.

Присутствие в одной породе однородных зерен, морфологически сходных, но различающихся по составу, можно объяснить их кристаллизацией из расплавов различного состава либо в разное время, либо в разных участках магматического очага. В результате явлений конвекции или при смешении порций расплава из различных участков магматического очага в процессе извержения вкрапленники разного состава попадают в одну порцию расплава, с которой не успевают прореагировать из-за быстрого охлаждения. Описаны случаи нахождения в андезитах весьма железистых оливинов, которые, скорее всего, являются ксенокристаллами (Carmichael, 1967a).

Коэффициенты распределения ( $K_c$ ) Mg, Fe, Mn и Ca между оливином и расплавом, характеризующие степень фракционирования этих элементов, возрастают от основных пород к кислым.

Величины коэффициентов распределения характеризуются следующими значениями (Поляков и др., 1976):

	$K_c^{Mg}$	$K_c^{Fe}$	$K_c^{Mn}$	$K_c^{Ca}$
Базальт . . . .	3,3-4,0	1,0-2,0	1,5-2,8	0,05
Андезит . . .	13,0-19,7	6,9-8,0	6,2-9,2	0,20
Дацит, риолит	7,3-17,9	19,0-22,3	19,6-27,7	0,2-0,4

Как видно из приведенных выше данных, функционирование оливинов приводит к обеднению расплавов Mg, Fe и Mn, причем интенсивность фракционирования возрастает от основных расплавов к кислым. Оливины обогащены кальцием

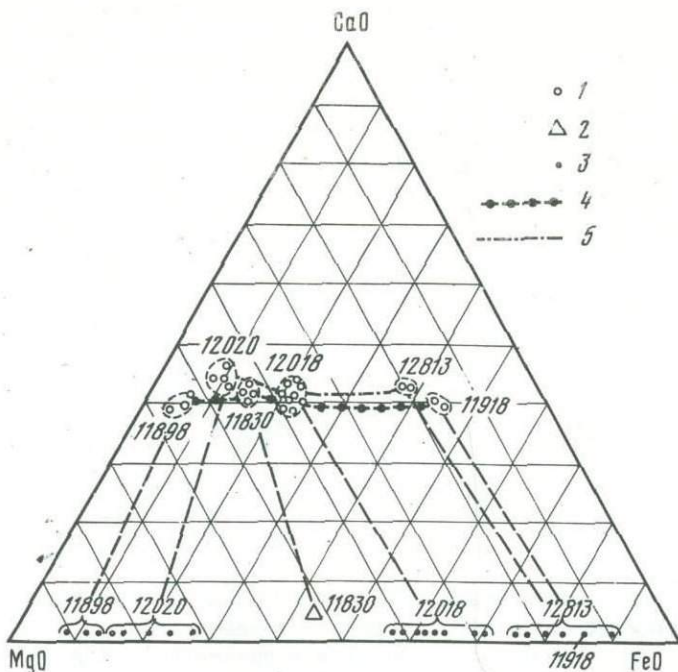


Рис. 14. Состав вкрапленников оливинов и пироксенов (сосуществующие пары минералов соединены пунктирными линиями)

1 - клинопироксены; 2 - ортопироксены; 3 - оливины; 4 - область составов пород вулкана Тингмули (Carmichael, 1967a); 5 - тренд пироксенов Скергаардской интрузии (Brown, Wincent, 1963). Цифры - номера образцов

(0,5–0,8% CaO) по сравнению с имеющимися данными для эффузивов (Simkin, Smith, 1970), что связано с низким общим давлением при кристаллизации.

Характерные для кварцевых толеитов замещения оливина ортопироксенов при петрографических исследованиях не наблюдались. Однако, вероятно, они иногда имеют место, так как в ряде образцов низкощелочных андезитов-базальтов и дацитов оливин не обнаруживается, но присутствует ортопироксен.

Клинопироксены постоянно присутствуют во вкрапленниках и основной массе почти всех разновидностей вулканических пород. Химический состав изученных клинопироксенов (средние значения) приведен в табл. 14. Все они принадлежат к кальциевой серии пироксенов. Изменение химического состава клинопироксенов в зависимости от изменения химического состава расплава, из которого они кристаллизовались (рис. 14), в целом соответствует классическому тренду Скергаардской интрузии (Brown, Wincent, 1963). Направление коннод клинопироксен - оливин (или ортопироксен) свидетельствует о равновесии этой ассоциации в породах двух изученных серий. Содержание волластонитовой молекулы остается почти постоянным во всех изученных образцах (40,1–44,7 мол. %). От основных пород к кислым увеличивается содержание ферросилитовой молекулы (5–45 мол. %) и уменьшается содержание энстатитовой (55–15 мол. %). Клинопироксены щелочной серии отличаются повышенным содержанием  $TiO_2$  и  $Na_2O$  по сравнению с образцами из толеитовой серии.

Максимальное содержание акмитовой молекулы (до 27 мол. %) отмечалось в гранофирах п-ова Снайфедльснес (Sigurdsson, 1970). Среди изученных нами образцов и опубликованных данных анализ клинопироксена из низкощелочного оливинового толеита является наиболее магнезиальным (55% молекулы En) и содержит максимальные количества  $Al_2O_3$  (до 5,5%),  $Cr_2O_3$  (< 1%) и, вероятно, является наиболее глубинной фазой:

Таблица 14

Химический состав пироксенов из вулканических пород (в %)

Компонент	Толейтовая серия				Щелочно-оливино-базальтовая серия		
	11 898 Срх	11 830 Орх	11 830 Орх	11 918 Срх	12 020 Срх	12 018 Срх	12 813 Срх
SiO <sub>2</sub>	52,77	52,64	50,98	50,38	49,32	53,73	49,54
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,23	0,27	0,19	0,70	0,67	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,45	1,33	1,18	0,95	3,46	1,40	0,71
FeO*	3,03	8,38	27,42	22,91	5,61	11,70	21,82
MnO	0,09	0,52	0,67	1,12	0,27	0,51	0,41
MgO	18,73	14,21	17,70	4,59	15,61	11,54	6,22
CaO	18,99	19,84	1,72	16,57	21,12	19,09	19,90
Na <sub>2</sub> O	0,28	0,19	0,02	0,18	0,16	0,78	0,40
Сумма	98,43	97,34	99,96	96,89	96,25	99,42	99,37
W <sub>0</sub>	40,1	42,9	3,5	40,1	44,7	43,2	43,7
F <sub>s</sub>	5,0	14,2	44,8	45	9,3	20,7	37,4
E <sub>n</sub>	54,9	42,8	51,7	45	46,0	36,1	18,9
Число ана- лизированных зерен	3	5	1	2	4	5	2

\*Fe в пересчете на FeO.

Образцы: 11 898 - оливиновый базальт; 11 830 - андезит-дацит; 11 918 - риолит; 12 020 - оливиновый базальт; 12 018 - андезит; 12 813 - дацитовая пемза. Срх - клинопироксен, Орх - ортопироксен.

Концентрационные коэффициенты распределения ( $K_c$ ) главных петрогенных элементов между клинопироксеном и расплавом характеризуются следующими величинами:

	$K_c^{Mg}$	$K_c^{Fe}$	$K_c^{Mn}$	$K_c^{Ca}$
Базальт . . . . .	1,4-1,5	0,4	0,5	1,5-1,9
Андезит, андезит- дацит . . . . .	10,5-13,5	1,2-1,8	2,2-4,3	4,1-5,5
Дацит, риолит . . .	9,0-11,5	7,8-8,2	2,4-10,2	8,3-11,6

Отмечается та же закономерность, что и для оливинов: величины коэффициентов распределения, т.е. интенсивность обогащения твердой фазы Mg, Mn, Fe и Ca, значительно возрастают от пород основного состава к средним и кислым. Сепарация оливинов и клинопироксенов приводит к резкому обеднению остаточных расплавов мафическими компонентами и особенно магнием. Низкое содержание MgO в щелочных риолитах (<0,1%), скорее всего, обусловлено фракционированием темноцветных минералов в процессе дифференциации.

Пижониты не обнаружены среди вкрапленников изученных нами пород. Как было установлено И. Кармайклом, этот минерал появляется в толейтовой серии из-за ограниченной смесимости пироксеновых молекул. Он дает каемки вокруг авгита в толейтовых базальтах и андезитах и развивается в основной массе этих пород (Carmichael, 1967a, 1964).

Ортопироксены являются редкими минералами исландских пород. Они обнаруживаются в виде вкрапленников в базальтах, андезитах и андезит-дацитах толейтовой серии, а также иногда в габбро (Sigurdsson, Brown, 1971; Jakobs-son a.o., 1973; см. также табл. 14). Содержание энстатитовой молекулы колеблется в пределах 90-51 мол.% E<sub>n</sub> при изменении расплава от основного



Таблица 15

Химический состав плагиоклазов из вулканических пород (в %)

Компонент	Толейтовая серия				Щелочно-оливино-базальтовая серия		
	11 896	11 889	11 830	11 918	12 020	12 018	12 813
SiO <sub>2</sub>	48,30	49,50	54,68	60,25	46,07	58,56	60,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,70	32,40	29,67	23,96	33,21	25,76	22,73
CaO	16,70	16,20	12,61	7,53	16,41	7,85	3,88
Na <sub>2</sub> O	2,61	3,11	4,24	6,86	1,66	6,30	7,91
K <sub>2</sub> O	Не обн.	Не обн.	0,13	0,28	Не обн.	0,43	1,51
Сумма	100,31	101,21	101,33	98,88	97,35	98,90	96,93
An	78,0	74,3	62,0	37,1	84,4	39,8	19,7
Ab	22,0	25,7	37,5	61,2	15,6	58,0	71,3
Or	-	-	0,5	1,7	-	2,2	9,0
Число анализированных зерен	3	3	3	4	3	2	3

Образцы: 11 896 - порфировидный базальт; 11 889 - оливиновый базальт; 11 830 - андезит-дацит; 11 918 - риолит; 12 020 - оливиновый базальт; 12 018 - андезит; 12 813 - лацитовая пемза.

до среднего состава. Оливин зачастую отсутствует в тех разновидностях эффузивов, где содержатся вкрапленники ортопироксена. Роль фракционирования ортопироксена при формировании дифференцированных серий не ясна.

Полевые шпаты - наиболее распространенные минералы в породах Исландии. Они представлены главным образом плагиоклазовой серией, характерной для базальтов, андезитов, дацитов и низкощелочных риолитов. Данные по химическому составу изученных нами плагиоклазов приведены в табл. 15. Максимальное содержание анортитовой молекулы в плагиоклазах из оливиновых базальтов достигает 85%. Происходит закономерное увеличение альбитовой составляющей от основных пород к кислым (до 77,9 мол.% Ab). Различие составов плагиоклазов между вкрапленниками и основной массой обычно составляет 20 мол. % An, но иногда достигает 40 мол. % (Carmichael, 1964). Зональное строение характерно для вкрапленников, но обнаруживается только в узкой краевой зоне и достигает 30 мол. % An (Burri, 1974). Центральная часть зерна, занимающая главный объем, по нашим данным, не зональна.

Дацито-риолиты и риолиты щелочной серии содержат щелочной полевой шпат, являющийся анортотоклазом или Na-санидином. В нем содержание ортоклазовой молекулы достигает 43% (Sigurdsson, 1971). В процессе кристаллизации кислых пород происходит одновременное обогащение ортоклазовой молекулой вкрапленников полевых шпатов и остаточных жидкостей.

Вулканические породы Исландии являются однополевошпатовыми разновидностями, что считается характерным признаком для дифференциатов базальтовых магм. Два полевых шпата (альбит + санидин) отмечаются в редких случаях, например в риолитах сложной дайки мыса Стретисхварв, где проявлены процессы гибридности (Gunn, Watkins, 1969).

Наличие среди исландских пород анортозитов и кумулятивных базальтов, где содержание вкрапленников основных плагиоклазов достигает 84%, указывает на интенсивное фракционирование этого минерала ("плагиоклазовый эффект") из расплавов. "Плагиоклазовый эффект" повышает коэффициент агпаитности остаточных расплавов и, вероятно, является важным механизмом формирования щелочных риолитов.

Fe-Ti окислы постоянно присутствуют в вулканических породах. Максимальное содержание их в базальтах достигает 16%. Это группа минералов,

значительно различающихся по составу. Анализы отдельных разновидностей приведены в табл. 16. Наиболее ранними по времени выделения являются хромшпинелиды, характерные для пикрито-базальтов, где они включены в виде идиоморфных зерен в оливин и встречаются как самостоятельные вкрапленники. Для них характерны довольно высокие содержания  $MgAl_2O_4$ . По краям вкрапленники хромшпинелидов обрастают титаномагнетитом и содержание  $Cr_2O_3$  падает от 37 до 0,7%. Титаномагнетиты встречаются в виде резких вкрапленников в базальтах и являются постоянной примесью в основной массе этих пород. Титаномагнетит наиболее характерен для базальтовых толеитов, но не исключено, что из оливинсодержащих разновидностей он отсепарирован (Carmichael, 1964). Для более кислых пород (андезитов, дацитов и риолитов) титаномагнетит является характерным вкрапленником, кристаллизуется совместно с темноцветными минералами и образует в них включения.

Чаще всего титаномагнетиты представляют собой продукты распада твердых растворов с высоким содержанием компонента ульеошпинели  $Fe_2TiO_4$  (до 80,9 мол.%) в базальтах. В кислых и средних разновидностях содержание этого компонента снижается (50–60 мол. %). Максимальные содержания  $Al_2O_3$  и  $MgO$  (до 3,7%) характерны для образцов из щелочных оливиновых базальтов (табл. 16, анализ 3).

Ильменит значительно уступает по распространенности титаномагнетиту. Его вкрапленники изредка встречаются как в основных, так и в кислых породах. Содержание твердого раствора гематита в ильмените составляет около 10 мол. %. Максимальные количества  $Al_2O_3$  и  $MgO$  в ильменитах (0,8 и 4,1 мол. % соответственно) характерны для образцов щелочных оливиновых базальтов (Jakobsson a.o., 1973).

Кумулятивные разновидности пород, обогащенные рудными минералами, в Исландии не обнаружены. Однако, учитывая большую разницу в удельных весах между расплавом и рудными минералами и их ликвидусный характер, особенно для андезитовых расплавов, фракционирование Fe-Ti окислов представляется вполне вероятным процессом.

Прочие минералы. Необходимо отметить еще несколько минералов, спорадически встречающихся в отдельных разновидностях пород. Их роль в процессе фракционирования расплавов не ясна.

Амфиболы присутствуют в некоторых разновидностях габбро. В обломках габбро, включенных в лавы щелочных оливиновых базальтов о-ва Хеймаэй, описаны керсутит и железистый паргасит (Jakobsson a.o., 1973). Вкрапленники амфибола наблюдались в щелочных риодацитах вулканического центра Турвайёкудль. Вероятно, этот минерал присутствует и в основной массе этих пород.

Биотит встречается как первичный минерал в габбро, но главным образом он является вторичным минералом, замещающим темноцветные в габбро и некоторых риолитах.

Кварц не характерен для вкрапленников в эффузивах, он встречается лишь в основной массе. Идиоморфные кристаллы этого минерала обнаружены в молодых кислых туфах вулканического центра Сетберг. Иногда кварц встречается в виде вкрапленников в гибридных риолитах из даек (мыс Стрейтисхварв). В гранофирах кварц образует тонкие графические сростания с анортоклазом (~30% кварца и 70% анортоклаза). Ксеноморфные выделения кварца имеются в гранитах.

Аксессорные минералы изучены недостаточно. В габбро, долеритах и базальтах иногда наблюдаются апатит и сульфиды железа. В гранитах и гранофирах отмечались циркон, ортит, эпидот и флюорит (Cargill a.o., 1928).

В качестве пирометаморфических минералов в измененных ксенолитах кислого состава, включенных в пемзы вулкана Аскья, отмечается кордиерит (Норре, 1938).

Вторичные низкотемпературные минералы представлены хлоритом, минералами группы серпентина, гидроокислами железа, развивающимися по темноцветным минералам. Миндалины и прожилки в вулканических породах выполнены цеолитами, кальцитом, селадонитом, хлорфееитом.

Таблица 16

Химический состав Fe-Ti окислов из вулканических пород (в %)

Компонент	1	2	3	4
TiO <sub>2</sub>	0,71	28,80	23,6	49,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,30	1,18	3,7	0,8
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,00	0,02	<0,03	<0,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	20,9	7,9
FeO*	23,70*	65,70*	47,2	36,8
MnO	0,20	0,82	0,7	0,8
MgO	13,50	0,50	3,7	4,1
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,97	-	-
Сумма	99,59	98,30	99,8	100,2

\* FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в пересчете на FeO.

1 - хромшпинелид из пикрито-базальта, вулкан Тингмули (Carmichael, 1967a), включая 0,05% SiO<sub>2</sub>; 2 - титаномагнетит из оливинового толеита, вулкан Тингмули (Carmichael, 1967a), включая 0,14% CaO и 0,12% ZnO, 0,09% SiO<sub>2</sub>; 3 - титаномагнетит из щелочного оливинового базальта о-ва Хеймаэй (Jakobsson a.o., 1973); 4 - ильменит, там же (Jakobsson a.o., 1973).

#### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Для построения модели дифференциации магматических расплавов при возникновении серий пород необходимо определить физико-химические параметры, такие, как температура кристаллизации отдельных минералов, величины давления общего и давления воды, при котором начиналась кристаллизация расплавов, активность кислорода.

Прямые измерения температур лав проводились в процессе вулканических извержений. Имеются данные для базальтовых лав вулкана Сюртсей, где получена температура 1140°C (Thorarinsson a.o., 1973). Щелочно-оливино-базальтовые лавы о-ва Хеймаэй (извержение 1973 г.) при измерении с помощью термпары дали температуру 1030-1080°C (Jakobsson a.o., 1973; Thorarinsson a.o., 1973). При излиянии лавы андезито-базальтового состава на вулкане Гекла во время извержения 1970 г. зафиксирована температура 1050°C (Thorarinsson, 1970). Эти значения температур, вероятно, близки к солидусным, так как лава во время излияния в значительной степени уже была закристаллизована. Например, лавы о-ва Хеймаэй в момент извержения содержали около 47% кристаллов.

Данные о температурах кристаллизации рудных минералов получены с помощью ильменит-титаномагнетитового термометра (Buddington, Lindsley, 1964). Для андезито-базальтов вулкана Гекла по вкрапленникам ильменита и титаномагнетита рассчитана температура 1035°C (Baldrige a.o., 1973). Для толеитовых базальтов третичного вулкана Тингмули полученные этим методом температуры кристаллизации рудных минералов из основной массы находятся в широком интервале 700-1100°C, что, вероятно, обусловлено разным вре-

Таблица 17

Результаты термометрического исследования включений в минералах

Серия	Минерал	Порода	Интервал температур гомогенизации, °С	Число образцов
Толейтовая	Плагиоклаз	Базальт	1170-1280	4
"	Клинопироксен	"	1200-1210	1
"	"	Габбро	1200-1320	1
"	Плагиоклаз	Риолито-дациты и риолиты	1070-1200	6
"	Кварц	Риолиты даек	900-1150	2
"	Калинатровый полевоы шпат	Гранофир	900-930	1
Щелочно- оливино- базальтовая	Плагиоклаз	Базальт	1260-1300	1
То же	Клинопироксен	"	1220-1250	1
"	Плагиоклаз	Андезит	1190-1220	1
"	"	Дациты и риолиты	900-1120	3

менем их выделения относительно другругих минералов: раньше или позже плагиоклазов и пироксенов (Carmichael, 1967a). Для пород кислого состава вулканов Тингмули и Эрайвайёкудль, где рудные минералы являются вкрапленниками, их температура кристаллизации составляет 900-930°С (Carmichael, 1967b). Полученные для кислых пород величины скорее всего характеризуют близиквидусные температуры кристаллизации магматических расплавов.

Изучение температур гомогенизации первичных включений в минералах-вкрапленниках вулканических пород дает информацию о субликвидусных температурах кристаллизации магматических расплавов. Были изучены клинопироксены и плагиоклазы из лав различного химического состава: от основных до кислых (Наумов, Поляков, 1974). Как правило, включения гетерогенны по фазовому составу (стекло + кристаллические фазы + газ). Размеры включений - от нескольких микрометров до 40-50 мкм. При нагревании происходит гомогенизация вещества включения с образованием расплава. Температура гомогенизации соответствует температуре захвата расплава растущим вкрапленником. Для каждого из изученных образцов проведено 5-20 измерений. Результаты термометрических исследований сведены в табл. 17. Полученные данные показывают, что кристаллизация плагиоклазов и клинопироксенов в базальтах двух выделенных серий (щелочно-оливино-базальтовой и толейтовой) происходит приблизительно в одном и том же интервале температур 1170-1300°С. Минералы-вкрапленники из кислых разновидностей вулканитов низкщелочной толейтовой серии являются высокотемпературными (1070-1200°С), чем фенокристы щелочных риолитов и риодацитов (900-1120°С) и минералы из риолитовых даек и гранофировых интрузий (900-1150°С). Оливиновый геотермометр (Roeder, Emslie, 1970) был использован для оценки температуры кристаллизации ликвидусного оливина из расплавов основного состава для серий толейтовых и щелочных оливиновых базальтов (Поляков и др., 1976). Полученные значения (1230-1313°С) удовлетворительно согласуются с температурами гомогенизации включений в плагиоклазе (табл. 18). Для вкрапленников оливина из голоценовых толейтов юго-запада Исландии температуры составили 1150-1250°С (Hermes, Schilling, 1976). Андезито-базальты Геклы характеризуются температурами 1010-1035°С (Baldrige a.o., 1973). Для

Таблица 18

Температуры кристаллизации вкрапленников плагиоклаза и оливина (в °С)

Образец	Порода	Метод определения			
		Плагиоклазовый геотермометр			
		Kudo, Weill (1970)			
		$P_{H_2O} =$ = 0 кбар	$P_{H_2O} =$ = 0,5 кбар	$P_{H_2O} =$ = 1 кбар	$P_{H_2O} =$ = 5 кбар
12 020	Базальт	1345	1290	1255	990
11 898	"	1225	1180	1160	910
11 896	"	1305	1255	1235	990
12 018	Андезит	1120	1045	1005	620
11 830	Андезито-дацит	1170	1120	1095	760
11 910	Риолит	965	905	835	-
12 813	Дацитовая пемза	970	915	860	-

андезитов вулкана Снайфедльсекудль имеется значение 900°С (см. табл. 18). Величины, измеренные с помощью оливинового геотермометра, характеризуют условия ликвидусной кристаллизации оливина в базальтах. Для более кислых расплавов, где происходит котектическая кристаллизация оливина с другими Fe-Mg минералами, данные этого геотермометра менее достоверны.

Плагиоклазовый геотермометр (Kudo, Weill, 1970; Mathez, 1973) был использован нами для пород риолито-базальтовых серий (см. табл. 18). Был установлен ряд температур, закономерно понижающихся от основных разновидностей к кислым. Рассчитанные величины, полученные методом Кудо-Вейла, существенно зависят от давления воды в расплаве, различаясь на 300–500°С для сухих и обводненных расплавов. Расчет по методу Э. Метеза для плагиоклазов из базальтов дает цифры, близкие к температурам при давлении воды ~ 1 кбар по предыдущему методу. Значения, измененные с помощью оливинового геотермометра, и температуры гомогенизации включений в плагиоклазах совпадают с величинами по плагиоклазовому геотермометру для расплавов, кристаллизовавшихся в сухих условиях. Они представляют собой, по нашему мнению, субликвидусные температуры.

Наиболее вероятные значения субликвидусных температур, полученные путем сопоставления нескольких независимых методов определения, составляют для базальтов 1150–1250°, для андезитов 1050–1150, для дацитов и риолитов щелочной серии 900–1050°С. Ликвидус-солидусный интервал температур составляет 100–200°С.

Сопоставление температур гомогенизации включений в плагиоклазах с расчетными данными по плагиоклазовому геотермометру при разных величинах давления воды (рис. 15) дает возможность оценить давление воды при кристаллизации расплавов. Это сопоставление показывает, что кристаллизация вкрапленников плагиоклазов проходила при низких давлениях воды порядка  $P_{H_2O} \leq 1$  кбар, т.е. расплавы были относительно сухими. Это одинаково относится и к основным и к кислым разновидностям обеих рассмотренных серий. О сухости расплавов косвенно свидетельствуют весьма низкие величины содержания  $H_2O^{+110^\circ} \leq 0,1\%$ , полученные для базальтов северной части рифтовой зоны и п-ова Рейкьянес, и отсутствие в породах фаз, содержащих летучие компоненты (амфиболы, слюды).

(по данным А.И. Полякова и др., 1976)

Метод определения				Температура гомогенизации для плагиоклазов, °C
Плагиоклазовый геотермометр			Оливиновый геотермометр (температура кристаллизации ликвидусного оливина) (Roeder, Emslie, 1970)	
Mathez (1973)				
Базальты	Кислые породы			
	$P_{H_2O} = 0,5$ кбар	$P_{H_2O} = 1$ кбар		
1245	-	-	1256-1313	1300-1260
1115	-	-	1230-1250	1280-1220
1175	-	-	-	1280-1200
-	930	895	900	1220-1190
-	1160	1115	-	Не опр.
-	-	-	-	1200-1100
-	-	-	-	980-920

Сопоставление данных плагиоклазового и ильменит-титаномагнетитового геотермометров для лав Геклы привело к допущению о более широком интервале давлений воды для андезито-базальтовых расплавов этого вулкана (0,2-2,4 кбар), что соответствует содержанию воды в насыщенном расплаве 2,5-6% (Baldrige a.o., 1973). По оценкам Т. Эйнарссона (Einarsson, 1949), проведенным ранее, содержание воды в андезито-базальтовых лавах Геклы гораздо ниже и составляет 0,35%. Для щелочно-оливино-базальтовых расплавов о-ва Хеймаэй  $P_{H_2O}$  оценивается в 1 кбар (Jakobsson a.o., 1973). Для стекла кислого состава найдено  $P_{H_2O} = 0,5$  кбар (Stromer, Carmichael, 1970).

Кристаллизация расплавов риолитов-базальтовых серий Исландии протекает в условиях, для которых летучесть кислорода соответствует буферу QFM:

Толейтовые базальты вулкана Тингмули  $f_{O_2} = 10^{-10,0-13,7}$  при  $T 980-1100$  °C (Carmichael, 1967a)

Щелочные оливиновые базальты о-ва Хеймаэй (извержение 1973 г.)  $f_{O_2} = 10^{-10,5}$  при  $T 1030-1050$  °C (Jakobsson a.o., 1973)

Андезито-базальты Геклы (извержение 1973 г.)  $f_{O_2} = 10^{-10,4}$  при  $T 1035$  °C (Baldrige a.o., 1973)

Риолиты вулканов Тингмули и Эрайвайёкудль  $f_{O_2} = 10^{-12,5-12,9}$  при  $T 900-925$  °C (Carmichael, 1967a)

Буфер QFM  $f_{O_2} = 10^{-9,5}$  при  $T 1100$  °C (Eugster, Wones, 1962)  
 $f_{O_2} = 10^{-13}$  при  $T 900$  °C

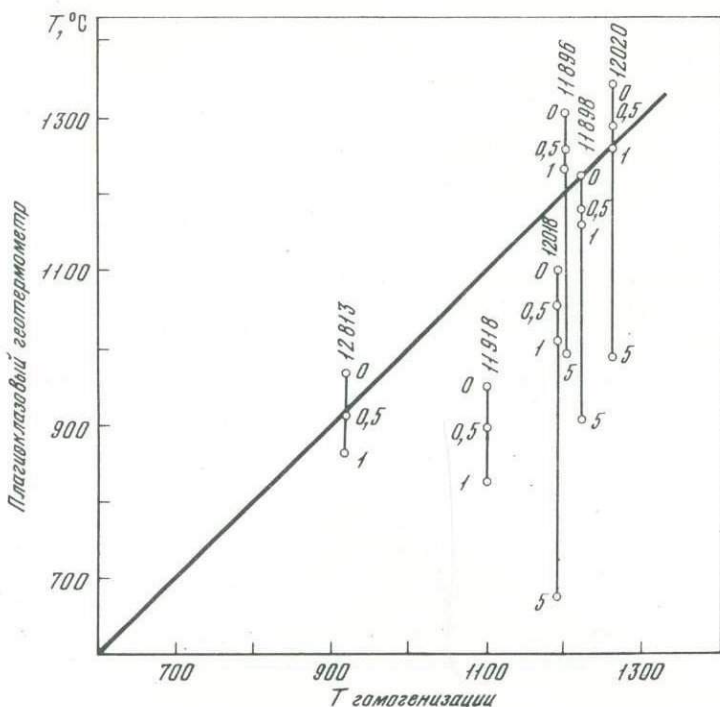


Рис. 15. Зависимость между температурами гомогенизации и данными плагноклазового геотермометра при давлении воды  $P_{H_2O}$  - 0,5, 1 и 5 кбар

Цифры - номера образцов

Расчеты активности кислорода в указанных выше работах приводились по составу соответствующих Fe-Ti окислов. Близкие значения этой величины для изученных объектов, вероятно, являются причиной существования проходящих ассоциаций минералов-вкрапленников: оливин+клинопироксен+ Fe-Ti окислы+ плагноклаз, прослеживающийся от основных до кислых разновидностей пород. Данные, полученные для Исландии, близки к величине активности кислорода в толеитовом лавовом озере гавайского вулкана Килауеа ( $f_{O_2} = 10^{-9,6 \pm 0,6}$  при  $1065^\circ\text{C}$ ), где были проведены прямые измерения этой величины (Peach, Wright, 1966).

Во вкрапленниках плагноклаза и оливина из щелочного оливинового базальта вулканического поля Будархрейн, расположенного юго-восточнее вулкана Снайфедльсекудль, обнаружены включения с высокоплотной углекислотой, гомогенизация которых происходит в жидкую фазу при  $27,4-30,0^\circ\text{C}$ , что соответствует плотности  $0,67-0,59 \text{ г/см}^3$ . Давление, рассчитанное по диаграммам для  $\text{CO}_2$  при температуре кристаллизации  $1200-1300^\circ\text{C}$ , составляет  $3,0-4,3$  кбар, что соответствует глубинам  $11-16$  км (Наумов, Поляков, 1974). Эти данные, а также приведенные выше низкие величины давления воды в расплавах позволяют сделать предположение о том, что кристаллизация происходила при  $P_{H_2O} < P_{\text{общ}}$ . Ассоциация минералов-вкрапленников в базальтах также свидетельствует о том, что их кристаллизация имела место при  $P < 10$  кбар, так как при давлениях выше этой величины на ликвидусе должен кристаллизоваться ортопироксен (Грин, Рингвуд, 1968). Формирование ксенолитов габбро, включенных в щелочные оливиновые базальты о-ва Хеймаэй, также происходило при давлениях меньше  $8-9$  кбар (Jakobsson a. o., 1973).

Рассмотрение материалов по условиям кристаллизации вулканических пород Исландии приводит к заключению, что наблюдаемые в породах минеральные фазы выделялись из расплавов, бедных летучими компонентами, при низких общих давлениях.

## ГЕОХИМИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

В породах и минералах эффузивных пород Исландии различными методами: химическим, рентгеноспектральным, эмиссионным спектральным, фотометрии пламени и другими установлено свыше 75 химических элементов. Для большинства из них (около 50) выполнены и количественные определения. Роль химических элементов в образовании магматических пород Исландии неодинакова. Их можно условно подразделить на следующие группы:

- 1) петрогенные элементы: Na, K, Ca, Mn, Mg, Fe, Al, Si, O;
- 2) характерные элементы, которые наряду с главными определяют специфику геохимии и минералогии эффузивных пород Исландии: V, Cr, Ni, Co, Sc, Rb, Sr, Ba, TR, Zr, Ti, Nb, Th, U, F, Cl и P, причем их значение, как и петрогенных элементов, неодинаково;
- 3) второстепенные (нехарактерные) элементы: H, Li, Cs, Cu, Ag, Be, Zn, Hg, Ga, Sn, Pb, Ta, Mo, He, Ar, B, C и др.

Содержание химических элементов в наиболее типичных магматических породах приведено в табл. 19.

### НАТРИЙ И КАЛИЙ

Натрий и калий – наиболее характерные петрогенные элементы, определяющие особенности петрохимии эффузивных пород Исландии.

Данные о содержании натрия и калия в породах приведены в табл. 20. Определение этих элементов проводилось методом фотометрии пламени (аналитик Л.И. Несмеянова). Концентрация щелочей варьирует значительно в любом типе эффузивных пород не только разных районов, но даже одного и того же района. Например в базальтах она колеблется в пределах 1,00–4,02% Na, 0,043–1,99% K, в третичных базальтах северо-запада Исландии – 1,59–3,03% Na, 0,14–0,64% K, в четвертичных базальтах северной части рифта (Терстарейк р, Миватн, Аскья) – 1,15–2,36% Na, 0,043–0,470% K. Более всего различаются по содержанию щелочей четвертичные базальты: от типично толлитовых (район Терстарейкир – 1,30% Na и 0,075% K), в которых щелочей меньше, чем в базальтах Срединно-Атлантического хребта (1,92% Na, 0,166% K; Дмитриев, 1973), до щелочных (о-в Хеймаэй – 3,30% Na, 0,82% K).

Среди четвертичных базальтов Исландии по концентрации щелочей можно выделить все известные типы океанических и континентальных базальтов.

Второй характерной особенностью магматических пород Исландии является преобладание в них натрия над калием не только в основных эффузивах, но и в кислых.

В эффузивной серии пород содержание натрия и калия постепенно увеличивается от базальта к риолиту: в базальтах имеется около 1,97% Na, 0,39% K (Na/K = 5,05), в андезито-базальтах – 2,52% Na, 1,07% K (Na/K = 2,35), в андезитах – 2,96% Na, 1,59% K (Na/K = 1,86), в дацитах – 3,30% Na, 2,30% K (Na/K = 1,43), в риолито-дацитах – 3,44% Na, 2,76% K (Na/K = 1,25), в риолитах – 3,75% Na, 2,85% K (Na/K = 1,18). Увеличение концент-



Таблица 19

Среднее содержание химических элементов в наиболее характерных типах

Элемент	Третичные						
	Платоба- зальты	Базальты	Андезиты	Дациты	Риолиты	Габбро	Грано- фиры
1	2	3	4	5	6	7	8
Na, %	2,04	1,90	2,77	3,06	3,20	1,64	3,44
K, %	0,39	0,59	1,65	2,20	2,84	0,29	3,00
Ca, %	8,16	7,60	3,83	2,63	0,85	8,73	0,57
Mg, %	4,02	3,90	0,90	0,72	0,06	3,90	0,24
Mn, %	0,18	0,22	0,14	0,12	0,03	0,10	0,03
Fe, %	9,87	10,17	6,87	5,24	1,82	7,90	1,67
Al, %	7,51	7,46	7,72	7,56	6,61	9,26	6,77
Si, %	22,89	23,00	28,62	31,11	35,25	22,47	35,30
V, г/т	406	368	138	53	26,5	283	23
Cr, г/т	137	96	50	35	21	210	10
Ni, г/т	88	54	28	17	12,1	67	15
Co, г/т	51	41	24	14	11,7	34	9
Sc, г/т	34	29	22	14	6,5	40	7,8
Sr, г/т	310	270	150	200	83	320	97
Ba, г/т	130	190	300	660	725	91	824
Y, г/т	32	36	92	99	125	14	73
Zr, г/т	175	247	337	-	380	100	857
Ti, г/т	15 200	16 600	9500	5100	1500	16 000	2 100
Nb, г/т	13,8	25	60	66	81	9,1	51
Th, г/т	1,9	1,4	-	-	10,8	0,9	8,4
U, г/т	0,5	0,6	-	-	2,9	0,2	2,8
B, г/т	6,4	4,8	7,5	5,5	6,7	5,4	5,7
F, г/т	670	575	1120	1200	900	570	1660
P, г/т	885	1335	920	550	130	500	260
Li, г/т	7,4	9,7	13,0	14,1	22,6	5,2	19,5
Rb, г/т	6,5	15,3	41,6	65	78	7,3	78
Be, г/т	1,9	3,0	6,5	6,1	6,2	1,4	6,6
Cu, г/т	140	110	48	24	12,9	104	11
Ag, г/т	0,037	0,05	0,033	0,033	0,028	0,028	0,037
Zn, г/т	130	161	137	120	125	120	120
Pb, г/т	3,4	5,0	6,3	7,7	11,0	3,6	11,0
Mo, г/т	2,0	1,9	2,3	3,0	3,3	1,9	3,0

пород Исландии

Четвертичные (рифтовая зона)						
Базальты Q <sub>1-3</sub>	Базальты Q <sub>4</sub>			Андезито- базальты	Андезиты	Дацинты
	Север	Центр	Юг			
9	10	11	12	13	14	15
1,69	1,54	1,80	2,20	2,64	3,26	3,67
0,45	0,18	0,23	0,53	1,10	1,50	2,45
8,32	8,73	8,16	6,89	-	-	-
4,44	4,68	4,44	4,02	-	-	-
0,16	0,14	0,15	0,19	0,17	0,20	0,13
9,66	8,84	9,92	10,54	-	-	-
7,78	7,94	7,56	7,78	-	-	-
22,75	23,12	22,80	22,23	-	-	-
395	340	362	316	160	77	20
212	200	270	98	52	39	11
84	90	94	51	37	20	10
54	45	45	49	36	18	6
31	37	36	19	31	21	12,5
148	87	250	392	260	180	144
64	55	65	270	390	500	564
-	22	-	42	50	71	59
170	61	116	170	360	630	630
12 500	7200	13 000	20 300	11 200	7 600	3800
10	4	13,4	29	39	56	66
0,70	<0,2	0,6	2,1	4,6	7,9	3,5
0,29	0,04	0,26	0,86	1,7	1,6	1,6
5,0	8,5	7,5	7,4	9,6	9,0	9,8
280	260	370	720	970	1250	2700
1000	600	770	1760	1600	1530	460
5,6	5,0	8,8	10,0	11,6	19,6	24,7
5,0	6,5	7,1	12,7	14	35	55
1,0	1,1	2,7	5,3	4,3	5,9	8,2
180	155	142	91	70	24	14
0,030	0,05	0,035	0,036	0,04	0,087	0,028
177	140	125	186	160	138	110
3,3	4,0	3,5	4,5	6,4	6,0	6,8
1,8	2,25	1,9	2,3	3,5	3,8	4,0

Таблица 19 (окончание)

Элемент	Четвертичные (рифтовая зона)				Базальты Срединно- Атланти- ческого хребта *	Щелочные базальты **
	Риолито-дациты		Риолиты			
	Север	Юг	Север	Юг		
	16	17	18	19	20	
Na, %	3,04	3,90	3,83	3,85	1,92	2,37
K, %	2,11	3,56	2,23	3,46	0,17	1,16
Ca, %	-	0,85	1,42	0,36	8,02	7,22
Mg, %	-	0,24	0,12	0,06	4,98	4,28
Mn, %	0,064	0,097	0,056	0,094	0,15	0,12
Fe, %	-	2,84	3,24	1,92	7,70	8,45
Al, %	-	7,19	6,35	6,67	8,25	8,36
Si, %	-	33,37	34,73	34,92	23,27	21,95
V, г/т	26	13	24	10	180-390	236
Cr, г/т	18	6	10,3	7,4	160-700	187
Ni, г/т	12	9	9,1	7,4	75-220	101
Co, г/т	6,7	4	5,3	4,0	26-75	42
Sc, г/т	9,3	4,6	7,7	-	15-44	31
Sr, г/т	104	81	100	41	90-320	774
Ba, г/т	870	615	945	520	3-160	440
Y, г/т	90	82	99	140	10-60	30
Zr, г/т	-	910	620	1400	35-160	138
Ti, г/т	1800	1700	1900	-	8400	15000
Nb, г/т	52	81	53	101	-	-
Th, г/т	-	-	6,5	16,1	0,18	-
U, г/т	-	-	2,7	4,1	0,20	-
B, г/т	8,0	11	15,0	14,3	-	-
F, г/т	730	3900	920	2200	-	-
P, г/т	360	230	230	125	350-1090	2180
Li, г/т	27	28,3	31	34	2-27	12
Rb, г/т	67	94	66	92	0,4-22	51
Ce, г/т	7,2	13,8	5,7	7,6	-	-
Cu, г/т	33	8	21	5,7	45-140	108
Ag, г/т	0,02	0,03	0,027	0,027	-	-
Zn, г/т	100	96	130	137	45-140	-
Pb, г/т	7	9	7,75	10,3	<2-10	-
Mo, г/т	2,8	4,9	3,72	4,8	-	-

\* По литературным данным (Engel a.o., 1965; Melson a.o., 1968; Kay a.o., 1970; Hart a.o., 1971; Melson, Thompson, 1971; Campsie a.o., 1973; Hart a.o., 1973; Дмитриев, 1973).

\*\* По литературным данным (Manson, 1967; Prinz, 1957).

раций натрия и калия от базальта к риолиту происходит неодинаково, калий относительно натрия накапливается в большей степени. На это указывает постепенное уменьшение величины  $Na/K$ .

В габбро щелочей несколько меньше (1,64% Na, 0,29% K), чем в среднем составе базальтов, а в гранофирах (3,52% Na, 2,89% K) столько же, сколько и в кислых эффузивах. По литературным данным (Кутюлин, 1972), в габброидах натрия и калия меньше по сравнению с базальтами.

В среднем составе базальтов Исландии щелочей лишь несколько больше (1,97% Na, 0,39% K,  $Na/K = 5,05$ ), чем в базальтах Срединно-Атлантического хребта (2,00% Na, 0,216% K,  $Na/K = 9,3$ ; Дмитриев, 1973), но по величине отношения  $Na/K$  они резко различны.

Базальты Исландии по суммарному количеству в них щелочей (2,36% Na+K) аналогичны среднему составу толеитовых базальтов (2,43% Na + K; Manson, 1967), но величина отношения  $Na/K$  для первых (5,05) выше, чем для последних (3,2).

Содержание щелочей в кислых эффузивах, как и в основных, колеблется. Наблюдается соответствие между составом кислых пород и базальтов. В участках развития щелочных базальтов кислые разновидности эффузивов обогащены щелочами.

Например, в четвертичных базальтах северной части рифта имеется 1,30–1,69% Na и 0,075–0,25% K, а в южной – 2,20% Na и 0,53% K. Соответственно и содержание их в кислых эффузивах северной части рифта (в риолито-дацитах – 3,04% Na и 2,11% K, риолитах – 3,23% Na, 2,23% K) ниже, чем в южной (в риолито-дацитах – 3,90% Na, 3,56% K, риолитах – 3,85% Na и 3,46% K).

По отношению щелочей кислые эффузивы Исландии отличаются от средних составов риолитов. В последних, согласно Р. Дэли (1936), Э. Ноккольдса (Nockolds, 1954), натрия меньше, чем калия. По Э. Ноккольдсу, в известково-щелочном риолите имеется 2,21% Na, 4,41% K,  $Na/K = 0,5$ , в щелочном риолите – 3,06% Na, 3,93% K,  $Na/K = 0,78$ . Соотношение между щелочами в риолитах различных районов неодинаково. Например, натрия больше, чем калия, в риолитах Новой Зеландии (3,04% Na, 2,64% K; Ewart, Shipp, 1968), Курильских островов (2,36% Na, 1,03% K; Эрлих, 1966); натрия меньше по сравнению с калием в риолитах Армении (2,97% Na, 3,40% K; Карапетян, 1972), Чилийских Анд (2,66–2,81% Na, 3,57 K–3,98%; Pichler, Zeil, 1972). В риолитах Северного Урала соотношения между натрием и калием различные:  $Na \gg K$ ,  $Na > K$ ,  $Na = K$ ,  $Na < K$ ,  $Na \ll K$  (Голдин и др., 1973).

**Выводы.** 1. Во всех типах пород натрия преобладает над калием. В эффузивной серии пород от базальта к риолиту постепенно увеличивается концентрация натрия и калия, причем последнего по сравнению с натрием накапливается больше. Это указывает на их генетическую связь.

2. Содержание щелочей в базальтах Исландии варьирует значительно. Среди них по Na и K можно выделить все известные типы океанических и континентальных базальтов. Величины отношения  $Na/K$  для базальтов различны, для щелочных разновидностей они значительно меньше (4,02) по сравнению с толеитовыми (17,3).

3. Средний состав базальтов Исландии отличается от базальтов Срединно-Атлантического хребта более высокой концентрацией калия и меньшей величиной отношения  $Na/K$ , что согласуется с общеизвестными данными о минимальном содержании калия в базальтах океанических хребтов.

4. Имеется соответствие между составом базальтов и кислых эффузивов. В участках развития щелочных базальтов кислые эффузивы наиболее обогащены щелочами.

5. Эффузивные и интрузивные породы и дайки с одинаковой концентрацией в них  $SiO_2$  имеют и аналогичные содержания щелочей.

Таблица 20

Содержание Na, K, Rb и Li в породах Исландии (Na и K в %, Rb и Li в г/т)

Порода, ее возраст и место взятия	Na			K		
	Число анализов	Пределы колебаний	Среднее содержание	Число анализов	Пределы колебаний	Среднее содержание
1	2	3	4	5	6	7
Плагобазальты, $N_1$						
Восток Исландии	59	1,47-2,59	2,05	59	0,11-1,08	0,45
Северо-запад Исландии	23	1,59-3,03	2,05	23	0,14-0,64	0,26
Запад Исландии	27	1,46-2,35	1,99	27	0,06-1,40	0,36
Среднее (базальты)	109	1,46-3,03	2,04	109	0,06-1,40	0,39
Базальты вулканов центрального типа, $N_1$						
Восток Исландии	21	1,08-2,41	1,95	21	0,20-1,17	0,44
Запад Исландии (Сетберг)	10	1,0-2,92	1,80	10	0,11-1,99	0,91
Среднее (базальты)	31	1,0-2,92	1,90	31	0,11-1,99	0,59
Долерито-базальты (дайки), $N_1$	31	1,61-2,46	1,94	31	0,09-0,94	0,42
Габбро	20	0,61-2,54	1,64	20	0,04-1,18	0,29
Породы вулканов центрального типа, $N_1$						
Андезито-базальты	17	1,59-3,15	2,37	17	0,5-2,08	1,04
Андезиты	13	2,31-3,20	2,77	13	1,05-2,22	1,65
Андезито-дациты	9	1,42-3,53	2,82	9	1,12-3,37	2,00
Дацинты	14	2,42-3,79	3,06	14	0,85-3,20	2,20
Риолито-дациты	20	1,51-3,85	3,26	20	1,87-3,55	2,82
Риолиты	31	2,28-3,60	3,20	31	2,14-4,02	2,84
Дайки, $N_1$						
Риолиты-дациты	5	2,95-3,47	3,22	5	2,29-3,15	2,75
Риолиты	17	2,35-3,53	2,83	17	2,43-4,22	3,28
Гранофиры (<73% $SiO_2$ ), $N_1$	14	2,93-4,11	3,59	14	1,26-4,62	2,81
Гранофиры (>73% $SiO_2$ ), $N_1$	11	2,90-3,74	3,44	11	2,21-3,77	3,00
Базальты, $Q_{1-4}$						
Северная часть Исландии, $Q_{1-3}$	8	1,45-1,98	1,80	8	0,08-0,42	0,28
Северная часть рифта, $Q_{1-3}$	26	1,27-2,36	1,69	26	0,043-0,47	0,19

Rb			Li			K/Rb
Число анализов	Пределы колебаний	Среднее содержание	Число анализов	Пределы колебаний	Среднее содержание	
8	9	10	11	12	13	14
12	2,0-10	7	12	2,9-13,5	6,5	640
12	2,0-6,7	4,5	12	3,5-15,6	7,4	580
17	1,5-28	7,4	13	3,3-17,0	8,2	485
41	1,5-28,0	6,5	37	2,9-17,0	7,4	570
7	3,7-14,0	10,3	7	5-15,1	8,3	430
10	3,0-45,0	18,0	10	3,0-18,5	10,7	506
17	3,0-45	15,3	17	3,0-18,5	9,7	450
7	2-23	9,8	7	3,4-12	7,0	430
12	0,5-17	7,3	14	2,3-11,6	5,2	400
9	6,3-59,0	24,7	10	4,2-19,0	10,0	420
11	28-62	41,6	10	9,8-26	13,0	400
6	28-90	59	6	5,1-34	13,5	340
7	53-100	79	7	7,5-35	14,1	340
13	52-107	80	13	3,5-25	14,7	350
10	66-95	78	9	14-32	22,6	365
3	60-77	71	4	5-25	14,2	390
10	51-150	98	10	6,5-31	20,0	335
5	56-121	74	5	5,9-15	8,7	380
6	68-95	78	6	7,5-29	19,5	385
3	4,0-10,4	7,8	-	-	-	360
4	1-3	2,0	20	2,0-9,7	5,6	575

Таблица 20 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Северная часть рифта, Терстарейкир, Q <sub>4</sub>	5	1,15-1,50	1,30	5	0,048-0,154	0,075
То же Мивати, Q <sub>4</sub>	8	1,44-1,94	1,69	8	0,13-0,39	0,25
Район Аския, Q <sub>1-4</sub>	10	1,71-2,32	2,18	10	0,21-0,47	0,41
Центральная и юго-западная части рифта, Q <sub>1-4</sub>	37	1,06-2,80	1,84	37	0,03-0,49	0,24
Центральная часть рифта, Q <sub>4</sub>	14	1,31-2,36	1,80	14	0,08-0,51	0,23
Юго-западная часть рифта, Рейкьянес, Q <sub>4</sub>	17	1,35-3,48	1,79	17	0,06-0,26	0,15
Южная часть рифта	10	1,91-2,66	2,20	10	0,39-0,79	0,53
О-в Хеймаэй, Q <sub>4</sub>	10	2,79-4,02	3,30	10	0,58-1,20	0,82
П-ов Снайфедльснес, Q <sub>4</sub>	3	1,51-2,88	2,02	3	0,57-1,27	0,88
То же, Сетберг, Q <sub>1-3</sub>	5	2,28-2,86	2,61	5	1,17-1,85	1,48
То же	4	1,30-1,81	1,56	4	0,42-0,63	0,52
Среднее	157	1,06-4,02	1,94	157	0,043-1,85	0,34
Андезито-базальты						
Q <sub>1-4</sub> Северная часть рифта	7	1,92-2,61	2,20	7	0,56-1,12	0,75
Район Геклы	8	1,48-3,10	2,77	8	1,01-1,24	1,05
Северная часть рифта (исключая Геклу)	5	2,32-3,09	2,90	5	0,87-1,55	1,33
Сетберг	2	3,00-3,07	3,03	2	1,75-2,27	2,01
Среднее	22	1,47-3,10	2,64	22	0,56-2,27	1,10
Андезиты, Q <sub>1-4</sub>						
Район Геклы	3	3,11-3,27	3,18	3	1,04-1,24	1,16
Южная часть рифта	3	3,15-3,41	3,26	3	1,37-1,88	1,61
П-ов Снайфедльснес	2	2,81-4,0	3,40	2	1,01-2,69	1,85
Среднее	8	2,81-4,0	3,26	8	1,01-2,69	1,50
Андезито-дациты, Q <sub>1-4</sub>						
Северная часть рифта	3	3,09-3,14	3,12	3	1,05-1,09	1,07
Центральная часть рифта	2	2,90-3,24	3,07	2	1,56-1,69	1,62
П-ов Снайфедльснес	1	-	4,48	1	-	3,44
Среднее	6	3,17-4,15	3,67	6	1,48-3,64	2,45

	8	9	10	11	12	13	14
-	4	0,75-0,85	0,81	5	3,2-4,25	3,6	680
	8	2,0-11,0	4,5	8	3,3-8,0	6,0	555
-	7	3-11	8,7	7	3,6-10,5	8,3	470
-	21	1-14	5,7	21	3,4-16	7,5	420
	9	2,2-12	7,1	3	6,9-11,7	8,2	325
-	9	1,4-7,8	4,0	9	3,8-14,2	7,0	375
-	2	10-15,9	12	2	6,2-8,4	7,3	360
-	9	13,6-22	17,4	9	8,1-16,6	13,0	470
-	3	13,6-30	19,5	3	3,8-8,8	5,7	450
-	5	25,4-36	28,4	5	4,2-12	8,1	520
-	4	6,9-9,6	8,8	4	3,9-4,3	4,1	590
-	97	1,0-36,0	8,5	98	2,0-16,6	7,1	420
	7	11-19,7	14,1	7	8,5-15,5	11,0	530
	2	23-24	23,5	3	14-17	15,0	450
	1	-	21,5	2	9,7-12,1	10,9	600
	2	42-64	53	2	8,6-9,8	9,2	380
	12	11-64	23	14	8,5-17	11,6	500
	2	20,1-22,8	21,5	2	24-29	26,5	540
	1	-	41,5	1	-	15,5	390
	2	24-68	46	2	14-17	15,5	400
	5	20,1-68	35	5	14-29	19,0	440
	3	26,5-28	27,5	3	17,5-10	18,5	390
	1	-	48	1	-	17,5	340
	1	-	16,3	1	-	9,7	2110
	5	27-98	55	5	15,8-31	24,7	950



Таблица 20 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Риолито-дациты						
Северная часть рифта	5	2,91-3,16	3,04	5	1,86-2,24	2,11
Центральная и юго-западная части рифта	14	2,94-3,64	3,14	14	1,00-3,27	2,08
Южная часть рифта	15	3,78-4,32	3,90	16	2,83-4,79	3,56
П-ов Снайфелльснес	3	3,91-4,23	4,08	3	3,83-4,07	3,97
Другие районы	3	2,49-3,80	3,28	3	2,80-3,69	3,32
Среднее	37	2,49-4,32	3,53	38	1,00-4,07	2,75
Риолиты, Q <sub>1-4</sub>						
Северная часть рифта	10	3,07-3,46	3,23	11	2,02-2,34	2,23
Центральная часть рифта	6	2,37-3,71	3,58	6	2,53-3,39	3,00
Южная часть рифта	5	3,43-4,22	3,85	5	3,08-3,69	3,46
Юго-западная часть рифта	4	2,76-3,22	3,06	4	2,77-2,79	2,78
Юго-восток Исландии	5	3,58-4,24	3,87	5	3,33-3,55	3,42
Среднее	30	2,66-4,24	3,45	30	1,62-3,69	2,86
Базальты, N <sub>1</sub>						
" Q <sub>1-4</sub>	140	1,0-3,03	2,01	140	0,06-1,99	0,44
Среднее	157	1,06-4,02	1,94	157	0,043-1,85	0,34
Среднее	297	1,04-4,02	1,97	297	0,043-1,99	0,39
Андезито-базальты, N <sub>1</sub>						
" Q <sub>1-4</sub>	17	1,59-3,15	2,37	17	0,5-2,08	1,04
Среднее	22	1,47-3,10	2,64	22	0,56-2,27	1,10
Среднее	39	1,47-3,15	2,52	39	0,50-2,27	1,07
Андезиты, N <sub>1</sub>						
" Q <sub>1-4</sub>	13	2,31-3,20	2,77	13	1,05-2,22	1,65
Среднее	8	2,81-4,0	3,26	8	1,01-2,69	1,50
Среднее	21	2,31-4,0	2,96	21	1,01-2,69	1,59
Дациты, N <sub>1</sub>						
" Q <sub>1-4</sub>	14	2,42-3,79	3,06	14	0,85-3,20	2,20
Среднее	9	3,17-4,15	3,67	9	1,48-3,64	2,45
Среднее	23	2,42-4,15	3,30	23	0,85-3,64	2,30
Риолито-дациты, N <sub>1</sub>						
" Q <sub>1-4</sub>	20	1,51-3,85	3,26	20	1,83-3,55	2,82
Среднее	40	2,91-4,32	3,53	40	1,00-4,07	2,74
Среднее	60	2,49-4,32	3,45	60	1,00-4,07	2,76
Риолиты, N <sub>1</sub>						
" Q <sub>1-4</sub>	31	2,28-3,60	3,20	31	2,44-4,02	2,84
Среднее	30	2,66-4,24	3,50	30	1,62-3,59	2,86
Среднее	61	2,35-4,24	3,35	61	1,62-4,22	2,85

8	9	10	11	12	13	14
6	51-76	67	6	22-30	27	315
12	44-93	60	12	14-34	21	350
9	75-106	94	9	22-32	28,3	380
-	-	-	3	25,5-45	33	
-	-	-	-	-	-	
27	44-106	73	30	14-45	25	360
11	56-76	66	11	26-35	31	340
5	54-100	83	5	14-30	21	350
3	74-108	92	3	27-39	34	380
4	79-82	80	4	13-37	21	350
1	-	88	1	-	28	390
24	54-108	76	24	13-39	25	360
58	1,5-28	9,0	54	2,9-18,5	8,1	540
97	1,0-36,0	8,5	98	2,0-16,6	7,1	400
155	1,0-36,0	8,7	152	2,0-18,5	7,4	475
9	6,3-59,0	24,7	10	4,2-19,0	10	420
12	11-64	23	14	8,5-17	11,6	480
21	6,3-64	24	24	4,2-19	11,0	450
11	28-62	41,6	10	9,8-26	13	400
5	20,1-68	35	5	14-29	19,6	430
16	20,1-68	40	15	9,8-29	15	410
7	53-100	65	7	7,5-35	14,1	340
6	27-96	55	6	15,8-31	24,7	445
13	27-100	60	13	7,5-35	18,9	390
13	52-107	76	13	3,5-25	14,7	370
27	44-106	73	30	14-45	25,0	375
43	44-106	74	43	5-45	22	370
10	66-95	78	9	14-32	22,6	365
24	54-108	76	24	13-39	25,0	375
34	51-150	77	33	6,5-39	24,3	370

## КАЛЬЦИЙ И МАГНИЙ

Кальций и магний — характерные петрогенные элементы основных эффузивов и габбро. В эффузивной серии пород от базальта к риолиту содержание Ca и Mg постепенно уменьшается, а величина отношения Ca/Mg увеличивается. Например, третичные эффузивы характеризуются следующими значениями: базальты — 8,16% Ca, 4,02% Mg (Ca/Mg = 2,01), андезито-базальты — 4,97% Ca, 2,04% Mg (Ca/Mg = 2,43), андезиты — 3,83% Ca, 0,90% Mg (Ca/Mg = 4,26), андезито-дациты — 1,35% Ca, 0,12% Mg (Ca/Mg = 11,2), риолито-дациты — 0,85% Ca, 0,06% Mg (Ca/Mg = 14,2). В четвертичных базальтах кальция (8,09 — 8,73% Ca) и магния (4,44 — 6,36% Mg) больше, чем в третичных (см. табл. 4 и 10), но по С. Якобсону (Jakobsson, 1972), — меньше (3,06% Mg).

В щелочных разновидностях основных и кислых эффузивов концентрация магния, как и кальция, ниже. Например, в щелочных базальтах о-ва Хеймаэй имеется 5,7% Ca и 2,75% Mg (см. табл. 7), в щелочных риолитах южной части рифта 0,355% Ca и 0,06% Mg, а в нещелочных риолитах северной его части — 1,42% Ca и 0,12% Mg.

Магний в некоторых типах эффузивных пород был определен методом атомно-абсорбционной спектроскопии (аналитик Л.Н. Банных). Была получена более низкая концентрация магния в щелочных разновидностях пород. Например, в средней пробе базальта северной части рифта было установлено 4,32% Mg и 0,36% K, южной части — 3,04% Mg и 0,67% K, а в риолито-дацитах — 0,39% Mg и 2,15% K и 0,12% Mg и 3,61% K соответственно.

По Ca и Mg базальты Исландии сопоставимы с базальтами Срединно-Атлантического хребта (8,02% Ca, 4,98% Mg; Дмитриев, 1973).

Интрузивные породы габбро (8,73% Ca, 3,90% Mg) и гранофиры (0,57 — 1,06% CaO, 0,24% Mg) по концентрации кальция и магния аналогичны эффузивным их аналогам — базальтам и риолито-дацитам.

Большая часть кальция в основных эффузивах связана с плагиоклазами и пироксенами, а магния — с оливином и пироксенами. Содержание кальция в плагиоклазах (11,21 — 12,06%) и пироксенах (13,58 — 15,90%) основных эффузивов выше, чем в кислых (5,13 — 5,17 и 11,61 — 11,91% соответственно).

Концентрация магния варьирует также значительно: она максимальна в оливинах (21,0 — 28,32%) и пироксенах (9,12 — 12,48%) из базальта, значительно меньше в оливинах (7,27 — 9,80% Mg) и пироксенах (6,02 — 7,51%) из андезита и минимальна в оливинах (2,72) и пироксенах (2,65 — 2,85%) из риолита (Поляков и др., 1976). В плагиоклазах из андезито-базальта вулкана Геклы установлено 7,28 — 9,29% Ca и 0,05 — 0,077% Mg, а в оливинах — 0,145 — 0,27% Ca и 14,16 — 17,35% Mg (Baldrige a.o., 1973).

**Выводы.** 1. В эффузивной серии пород (от базальта к риолиту) наблюдается постепенное уменьшение содержания кальция и магния. Концентрация последнего соответственно также уменьшается и в минералах — оливинах и пироксенах.

2. В породах кальций преобладает над магнием, величина отношения Ca/Mg для основных эффузивов по сравнению с кислыми меньше.

3. В щелочных разновидностях пород концентрация кальция и магния ниже, чем в менее щелочных.

## МАРГАНЕЦ

Марганец, как известно, в магматических породах является одним из второстепенных элементов. Концентрация марганца в эффузивных породах Исландии варьирует от 0,01 до 0,48%. Его содержание постепенно уменьшается от базальта к риолиту: в базальтах и андезито-базальтах — около 0,18%, андезитах — 0,16%, дацитах — 0,124%, дацито-риолитах — 0,075%, риолитах — 0,05% (табл. 21).

Таблица 21  
Содержание Sr и Ba в породах Исландии

Порода, ее возраст и место взятия	Число анализов	Sr, г/т		Ba, г/т		Mn, %	
		Пределы колебаний	Среднее содержание	Пределы колебаний	Среднее содержание	Пределы колебаний	Среднее содержание
1	2	3	4	5	6	7	8
<b>Платобазальты, N<sub>1</sub></b>							
Восточная часть Исландии	59	100-670	320	50-340	160	0,07-0,34	0,21
Северо-западная часть Исландии	24	143-640	290	28-167	80	0,07-0,27	0,14
Западная часть Исландии	27	130-500	306	45-320	120	0,07-0,25	0,16
Среднее	110	100-670	310	28-340	130	0,07-0,34	0,18
<b>Базальты вулканов центрального типа, N<sub>1</sub></b>							
Восточная часть Исландии	21	128-480	290	63-234	150	0,07-0,34	0,20
Сетберг	10	100-390	234	66-600	270	0,12-0,48	0,25
Среднее	31	100-480	270	63-600	190	0,07-0,48	0,22
Долерито-базальты (дайки)	31	125-610	300	47-310	110	0,13-0,39	0,20
Габбро	20	83-450	320	23-116	91	0,05-0,26	0,10
<b>Вулканы центрального типа, N<sub>1</sub></b>							
Анлезито-базальты	17	92-470	220	60-480	275	0,07-0,37	0,21
Анлезиты	13	50-210	150	67-640	300	0,04-0,35	0,14
Анлезито-дациты	9	100-300	180	240-740	445	0,06-0,23	0,16
Дациты	16	120-350	200	170-1025	660	0,05-0,21	0,12
Риолито-дациты	20	30-210	125	210-1070	790	0,02-0,07	0,044
Риолиты	32	25-145	83	380-1020	725	0,01-0,07	0,028
<b>Дайки</b>							
Риолито-дациты	4	50-170	100	240-1400	950	0,033-0,14	0,080
Риолиты	15	15-110	50	150-1300	600	0,02-0,08	0,036
Гранофиры (<73%SiO <sub>2</sub> )	14	90-180	125	380-1300	650	0,03-0,19	0,074
Гранофиры (>73%SiO <sub>2</sub> )	11	52-140	97	640-960	824	0,01-0,08	0,031
Среднее	25	52-180	110	380-1300	725	0,01-0,19	0,055
<b>Базальты, Q<sub>1-4</sub></b>							
Северная часть Исландии, Q <sub>1-3</sub>	8	110-425	240	40-130	90	0,13-0,25	0,20
Северная часть рифта, Q <sub>1-3</sub>	15	40-155	96	32-100	68	0,08-0,22	0,15
То же, Деттифосс	12	94-260	200	41-88	60	0,12-0,32	0,18

Таблица 21 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Северная часть рифта (район Тейстарейкир), Q <sub>4</sub>	5	50-105	65	20-52	30	0,08-0,12	0,097
То же, Миватн, Q <sub>4</sub>	8	54-115	100	37-110	70	0,12-0,23	0,17
Центральная часть рифта, район Аскья, Q <sub>1-4</sub>	11	100-153	125	64-140	120	0,14-0,30	0,22
То же, исключая район Аскья, Q <sub>4</sub>	14	130-410	250	30-115	65	0,09-0,20	0,15
Центральная и юго-западная части рифта, Q <sub>1-3</sub>	38	110-530	250	35-165	94	0,08-0,32	0,17
Юго-западная часть рифта, район Рейкьянес, Q <sub>4</sub>	17	100-260	160	37-105	68	0,08-0,26	0,15
Район Геклы, Q <sub>4</sub>	4	240-430	320	180-410	276	0,22-0,26	0,24
О-в Хеймаэй, Q <sub>4</sub>	10	240-390	324	190-390	265	0,10-0,24	0,17
П-ов Снайфелльснес (Сетберг), Q <sub>1-3</sub>	5	370-513	430	200-790	470		
То же	5	216-500	305	520-800	790	0,15-0,27	0,19
П-ов Снайфелльснес, Q <sub>4</sub>	4	270-290	280	170-320	243	0,10-0,14	0,12
Среднее	156	40-530	215	20-800	135	0,08-0,32	0,17
Андезито-базальты, Q <sub>1-4</sub>							
Северная часть рифта	7	52-100	81	145-290	200	0,10-0,18	0,13
Район Геклы	8	190-550	300	340-580	440	0,21-0,30	0,24
Южная часть рифта	5	119-395	260	160-523	357	0,10-0,14	0,12
П-ов Снайфелльснес (район Сетберг)	2	220-230	225	720-1100	910	0,14-0,19	0,16
Среднее	22	52-550	260	145-1100	390	0,10-0,30	0,17
Андезиты, Q <sub>1-4</sub>							
Район Геклы	5	110-270	182	367-633	450	0,18-0,27	0,21
Южная часть рифта	3	175-178	177	427-690	570	0,13-0,24	0,17
Среднее	8	110-270	180	367-1100	500	0,13-0,27	0,20
Андезито-дациты, Q <sub>1-4</sub>							
Северная часть рифта	3	250-260	253	500-580	527	0,064-0,07	0,067

Таблица 21 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Центральная часть рифта	2	55-131	93	480-515	497	0,074-0,15	0,11
Дацилы разных районов, Q <sub>1-4</sub>	9	74-190	144	360-850	564	0,10-0,17	0,13
Риолито-дациты, Q <sub>1-4</sub>							
Северная часть рифта	5	90-130	104	800-920	870	0,056-0,066	0,064
Центральная и юго-западная части рифта	14	63-195	106	350-1050	620	0,05-0,15	0,10
Южная часть рифта	16	18-147	81	408-800	615	0,05-0,15	0,097
Среднее	35	18-195	94	350-1050	650	0,05-0,15	0,093
Риолиты, Q <sub>1-4</sub>							
Восточная часть Исландии	5	36-70	46	490-856	685	0,028-0,036	0,033
Северная часть рифта	11	80-140	100	800-1000	945	0,03-0,07	0,056
Центральная часть рифта	15	33-97	76	407-947	650	0,03-0,12	0,064
Южная часть рифта	5	9-84	41	247-770	520	0,03-0,17	0,084
Среднее	36	9-140	76	247-1000	735	0,028-0,17	0,062
Базальты, N <sub>1</sub>	141	100-670	300	28-600	133	0,07-0,48	0,19
" Q <sub>1-4</sub>	156	40-530	215	20-1200	135	0,08-0,32	0,17
Среднее	297	40-670	255	20-800	134	0,07-0,48	0,18
Андезит-базальты, N <sub>1</sub>	17	92-470	220	60-480	275	0,07-0,37	0,20
" Q <sub>1-4</sub>	22	52-550	260	145-1100	390	0,10-0,30	0,17
Среднее	39	52-550	245	60-1100	340	0,07-0,37	0,18
Андезиты, N <sub>1</sub>	13	50-210	150	67-640	300	0,04-0,35	0,14
" Q <sub>1-4</sub>	8	110-580	300	367-1100	500	0,13-0,27	0,20
Среднее	21	50-580	200	67-1100	380	0,04-0,35	0,16
Дацилы, N <sub>1</sub>	16	120-350	200	170-1025	660	0,05-0,21	0,12
" Q <sub>1-4</sub>	9	74-190	144	360-850	564	0,10-0,17	0,13
Среднее	25	74-350	180	170-1025	630	0,05-0,21	0,124
Риолито-дациты, N <sub>1</sub>	20	30-210	125	210-1070	790	0,02-0,07	0,044
" Q <sub>1-4</sub>	35	18-195	94	350-1050	650	0,05-0,15	0,093
Среднее	55	18-210	105	210-1070	700	0,02-0,15	0,075
Риолиты, N <sub>1</sub>	32	25-145	83	380-1020	725	0,01-0,07	0,028
" Q <sub>1-4</sub>	36	9-140	76	247-1000	735	0,028-0,17	0,062
Среднее	68	9-145	80	247-1020	730	0,01-0,17	0,050
Габбро	20	83-450	320	23-116	91	0,05-0,26	0,10
Граувафир	25	52-180	110	380-1300	725	0,01-0,19	0,065

Таблица 22

Содержание Sr, Ba, Mn и Ti в минералах (Sr и Ba в г/т, Mn и Ti в %)

Минерал	Место взятия образца	Sr	Ba	Mn	Ti
Оливин (из базальта)	Тейстарейкир	148	67	0,13	0,08
То же	Снайфедльснес	169	82	0,28	0,10
"	Тингваллаватн	138	59	0,15	0,08
"	"	152	75	0,12	0,093
"	Дира-фьорд	121	30	0,16	0,088
Оливин (из андезитобазальта)	Оз. Лауфаватн	183	83	0,22	0,11
Пироксен (из базальта)	Тейстарейкир	186	71	0,040	0,14
То же	Снайфедльснес	297	73	0,087	0,95
"	Тингваллаватн	170	60	0,050	0,30
Пироксен (из габбро)	Вестурходн	238	73	0,16	0,79
Амфибол (из гранодиорита)	Тьяданесфедль	390	253	0,48	1,6
Плагиоклаз (из базальта)	Снайфедльснес	1100	49	0,0061	0,031
То же	Тингваллаватн	328	25	0,0055	0,031
"	"	243	58	0,0031	0,019
Плагиоклаз (из долеркито-базальта)	Энундар-фьорд	-	-	0,017	0,020
Плагиоклаз (из андезитобазальта)	Оз. Лауфаватн	840	87	0,0059	0,031
Плагиоклаз (из габбро)	Вестурходн	423	64	0,0039	0,035
K-Na полевой шпат (из риолита)	Торвайёкудль	48	840	0,0027	0,021
K-Na полевой шпат (из гранофира)	Миватн	74	-	0,007	0,049
То же	"	42	760	0,0031	0,028
"	"	43	730	0,028	0,029
"	Район Хов	20	468	0,012	0,016
Кварц (из гранофира)	Миватн	-	138	0,012	0,052
То же	"	47	121	0,015	0,045
"	Район Хов	39	145	0,0089	0,016

Габбро содержат марганца оксло 0,10%, гранофиры - 0,055%, причем в гранофирах, аналогичных по составу риолито-дацитам, марганца больше (0,074%), чем в гранофирах с более высоким содержанием SiO<sub>2</sub> (0,031%).

Определение марганца в породах и минералах проводилось эмиссионным спектральным методом на квантометре ARL. Методика описана в работе В.И. Герасимовского и др. (1972).

Сопоставление исландских эффузивов с аналогичными породами других районов показывает, что в первых концентрация марганца несколько выше. Например, в базальтах Срединно-Атлантического хребта его около 0,15% (Дмитриев, 1973), в среднем составе базальтов - 0,12-0,13% (Manson, 1967), в среднем составе риолитов - 0,023-0,038% (Nockolds, 1954).

Повышенное содержание марганца в основных эффузивах по сравнению с кислыми находится в соответствии с их минералогическим составом. В темноцветных минералах (оливины, пироксены) его больше, чем в лейкократовых (полевые шпаты, кварц). В оливинах из базальта, по данным эмиссионного

спектрального анализа (табл. 22), имеется 0,12–0,28% Mn, в пироксенах из базальта – 0,04–0,087%, в плагиоклазах из базальта – 0,003–0,006%, в K–Na полевых шпатах из риолита и гранофира – 0,003–0,007 Mn. Цифры, полученные с помощью рентгеновского микроанализатора (Поляков и др., 1976), показывают значительное увеличение содержания марганца в оливинах эффузивной серии пород от базальта к риолиту. В оливинах из базальта имеется 0,21–0,37% Mn, из андезита – 1,19 – 1,77%, из риолита – 1,84%. Такая же закономерность проявляется и в пироксенах, Пироксены из базальта содержат 0,05–0,10% Mn, из андезита – 0,32–0,63%, из дацита – 0,38–0,42%, из риолита – 0,85–0,88%.

**Выводы.** 1. Концентрация марганца в эффузивной серии пород постепенно уменьшается от базальта к риолиту.

2. Марганец в породах Исландии в основном связан с оливинами и пироксенами, причем в этих минералах содержание его постепенно увеличивается от базальта к риолиту.

## ЖЕЛЕЗО

Железо наряду с кальцием и магнием является одним из главных петрогенных элементов основных эффузивов. В эффузивной серии пород от базальта к риолиту наблюдается постепенное уменьшение в них железа (см. табл. 4 и 10): в базальтах его около 8,84–10,54%, андезитах – 6,87%, андезито-дацитах – 5,24%, риолито-дацитах – 2,84–3,30%, риолитах – 1,82–1,92%. В основных эффузивах двухвалентное железо преобладает над трехвалентным, отношение  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  в них варьирует от 1,58 до 4,38, причем в четвертичных базальтах величина данного отношения (3,45–3,48) больше, чем в третичных (2,02–2,37). В кислых эффузивах величина  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  значительно ниже (0,63–2,31), чем в основных, причем в четвертичных эффузивах она больше (0,93–2,31) по сравнению с третичными (0,63–1,77). В габбро содержание железа меньше (7,90%), чем в базальтах. Гранофиры по содержанию железа (1,67–2,81%) и величине  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  аналогичны кислым эффузивам.

Железо в эффузивах связано главным образом с оливинами и пироксенами. Причем в этих минералах в эффузивной серии пород от базальта к риолиту наблюдается постепенное увеличение содержания железа (Поляков и др., 1976). Например, в оливине из базальта имеется 6,32–17,83% Fe, из андезита – 35,0–40,53%, из риолита – 45,16%; в клинопироксене из базальта – 1,85–5,03% Fe, из андезита – 7,38–10,35%, из риолита – 17,33–18,40%. В эффузивных породах Исландии встречаются и окислы железа. Например, в магнетите из андезито-базальта вулкана Гекла установлено 53,56–54,81% Fe, а в ильмените – 35,58% Fe (Baldrige a.o., 1973).

Во всех типах пород Исландии Fe больше, чем Mg или Ca (табл. 4 и 10). Значение отношения Fe/Mg от базальта к риолиту увеличивается, для третичных базальтов она около 2,50, для андезито-базальтов – 4,90, для андезитов – 7,80, для андезито-дацитов – 7,20, для риолито-дацитов – 27,5 и для риолитов – 30,3. Величина отношения Fe/Ca варьирует мало: для основных эффузивов – в пределах 1,24–2,01, для кислых – 2,00–2,37.

В базальтах Исландии железа больше (8,84–10,54%), чем в базальтах Срединно-Атлантического хребта (7,70%; Дмитриев, 1973) и в средних составах толеитовых (8,10%) и щелочных базальтов (8,47%; Manson, 1967).

**Выводы.** 1. В эффузивной серии пород от базальта к риолиту наблюдается постепенное уменьшение содержания железа. Величина  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  в них, исключая риолиты, больше единицы, и для основных эффузивов она выше, чем для кислых.

2. Железо в эффузивах в основном связано с оливинами, пироксенами и частично с окислами железа.

3. В базальтах Исландии железа больше, чем в базальтах Срединно-Атлантического хребта и в средних составах толеитовых и щелочных базальтов.



## АЛЮМИНИЙ

Алюминий – один из главных петрогенных элементов пород Исландии. По сравнению с другими петрогенными элементами его концентрация в породах варьирует незначительно: от 6,36 до 7,95% (см. табл. 9). Высокоглиноземистые базальты для Исландии нехарактерны. В основных эффузивах алюминия несколько больше, чем в кислых.

Соотношение между алюминием и железом в основных и кислых эффузивах неодинаково.

Например, в базальтах Исландии алюминия меньше (7,21–7,95%), железа больше (9,66–10,54%), а в риолитах алюминия значительно больше (6,36–6,67%), чем железа (1,62–3,24%). Алюминий концентрируется главным образом в полевых шпатах (плагиоклазы – в основных эффузивах и К-На полевые шпаты – в кислых).

Базальты Исландии по алюминию и железу отличаются от базальтов Срединно-Атлантического хребта. В последних алюминия больше (8,25%), а железа меньше (7,70%; Дмитриев, 1973), чем в базальтах Исландии.

По литературным данным, содержание алюминия и железа в средних составах толеитовых (8,75% Al, 8,10% Fe) и щелочных (8,36% Al, 8,45% Fe) базальтов очень близко (Manson, 1967).

## КРЕМНИЙ

В составе магматических пород Исландии кремния значительно больше чем какого-либо другого элемента. В отдельных типах эффузивных пород средние содержания кремния варьируют от 22,75 (47,30% SiO<sub>2</sub>) до 35,15% (75,10% SiO<sub>2</sub>).

Эффузивные породы мы классифицируем по содержанию SiO<sub>2</sub> (Коптев-Дворников и др., 1972): к базальтам относим породы, содержащие менее 52% SiO<sub>2</sub>, к андезито-базальтам – 52–57%, к андезитам – 57–62%, к андезито-дацитам – 62–65%, к дацитам – 62–68%, к риолито-дацитам – 68–73%, к риолитам – более 73%.

В среднем составе базальтов Исландии кремния несколько меньше (22,61–22,75%), чем в базальтах Срединно-Атлантического хребта (23,27%; Дмитриев, 1973).

По содержанию кремния базальты Исландии занимают промежуточное положение между средними составами толеитовых. (22,09%; Manson, 1967).

## ВАНАДИЙ

Литературные данные о концентрации ванадия в породах Исландии немногочисленны, особенно по кислым породам. В базальтах различных районов его содержится 235–460 г/т (Heier a.o., 1966): в базальтах северной части рифта – 140–495 (среднее из 36 анализов – 287; Sigvaldason, 1974), в южной части – 75–225 (Robson, Spector, 1962), в андезито-базальтах Геклы – 23–53 (среднее из 13 проб – 41; Sigvaldason, 1973), в обсидианах – 10–20 (среднее из 14 проб – 15; Carmichael, McDonald, 1961) и 13 г/т (Gibson, 1969).

Определение ванадия, хрома, никеля, кобальта и меди проводилось эмиссионным спектральным методом на квантометре ARL (Герасимовский, Лактионова, Козяленкер, 1975). Содержание ванадия дано в табл. 23; оно варьирует в широких пределах (5–850 г/т). Наиболее обогащены ванадием базальты, а менее всего – риолиты.

Наблюдается постепенное уменьшение средних содержаний ванадия в серии пород (г/т): базальтах (374) – андезито-базальтах (191)–

андезитах (113) - андезито-дацитах (72) - дацитах (40) - риолито-дацитах (23) - риолитах (22).

В интрузивных породах Исландии определено ванадия: в габбро-около 283 г/т и гранофирах - 26 г/т. В габбро его оказалось несколько меньше, чем в базальтах, а в гранофирах количество ванадия сопоставимо с данными для кислых эффузивов (дацито-риолиты). В серии пород базальты - андезиты - риолиты с увеличением содержания в них  $\text{SiO}_2$  и щелочей при одновременном уменьшении количества железа и магния происходит убывание концентрации ванадия.

Имеется и отклонение от этой закономерности. Например, в толеитовых базальтах с увеличением щелочей наблюдается не уменьшение ванадия, а увеличение.

Так, в базальтах района Тейстарейкир, содержащих в своем составе 1,44% Na и 0,09 K (среднее из 10 анализов), определено 242 г/т V, а в базальтах соседнего района Миватн с более высоким содержанием щелочей - 1,67% Na и 0,208% K (среднее из 19) - ванадия больше - 375 г/т.

Щелочные базальты Исландии бедны ванадием. В щелочных базальтах района Сетберг его содержание составляет 230 г/т (среднее из 5 анализов), а в районе о-ва Хеймаэй еще меньше - 207 г/т (среднее из 10). Третичные и четвертичные породы по содержанию ванадия неидентичны, его меньше в четвертичных эффузивах. Причина этого, вероятно, в составе первичных магматических расплавов, за счет которых формируются породы Исландии.

В магматических породах ванадий не образует самостоятельных минералов и находится в рассеянном состоянии.

Известно, что он в трехвалентном состоянии ( $V^{3+} = 0,67 \text{ \AA}$ ) изоморфно замещает в минералах трехвалентное железо ( $Fe^{3+} = 0,67 \text{ \AA}$ ), в оливинах и пироксенах - также двухвалентное железо ( $Fe^{2+} = 0,80 \text{ \AA}$ ) и магний ( $Mg^{2+} = 0,74 \text{ \AA}$ ), а в минералах титана - четырехвалентный титан ( $Ti^{4+} = 0,64 \text{ \AA}$ ).

Содержание ванадия в минералах приведено в табл. 24. Из таблицы видно, что наиболее обогащены ванадием минералы, имеющие в своем составе железо и магний (в г/т): пироксены (330-420), оливины (145-240) и амфиболы (435). Мало ванадия в лейкократовых минералах (в г/т): плагиоклазах (7-24), K-Na полевых шпатах (4,7-53) и кварце (20-32). Низкая концентрация ванадия в лейкократовых минералах согласуется с малым количеством его в кислых эффузивах, в которых эти минералы являются порообразующими.

Базальты Исландии богаче ванадием (374 г/т), чем базальты Срединно-Атлантического хребта (309 г/т; Дмитриев, 1973) и рифтовых зон Восточной Африки (263 г/т; Герасимовский, Поляков, 1974). По данным М. Принца (Prinz, 1967), в щелочных базальтах ванадия - 251, а в толеитовых - 236 г/т.

Из приведенных цифр следует, что имеются большие различия в концентрации ванадия в толеитах из разных регионов. Например, для Северной Америки средние величины содержаний ванадия в базальтах разных районов варьируют от 100 до 433 г/т.

Сопоставление кислых эффузивов Исландии с аналогичными породами других регионов по ванадию затруднено, поскольку они охарактеризованы в этом отношении недостаточно. Кроме того, и имеющиеся цифры вряд ли всегда достоверны.

В риолитах Новой Зеландии установлено 4,6 г/т ванадия (Ewart a.o., 1968), Урала - 23 (Голдин и др., 1973), Курильских островов - 35 (Мархинин, Сапожникова и др., 1962), в породах риолитовой формации Чили - от 15 до 100, в среднем около 40 г/т (Pichler, Zeil, 1972). Вероятно, имеют место региональные различия в содержании ванадия и в риолитах, но насколько они велики, пока неясно.

Таблица 23

Содержание Cu, V, Cr, Ni, Co и Sc в породах Исландии (в г/т)

Порода, ее возраст и место взятия	Число анализов	Cu		V	
		Пределы колебаний	Среднее содержание	Пределы колебаний	Среднее содержание
1	2	3	4	5	6
Платобазальты, N <sub>1</sub>					
Восточная часть Исландии	59	31-220	121	190-650	418
Северо-западная часть Исландии	23	68-355	175	170-580	350
Западная часть Исландии	27	36-235	150	173-600	426
Среднее (базальты)	109	31-355	140	170-650	406
Базальты вулканов центрального типа, N <sub>1</sub>					
Восточная часть Исландии	21	20-180	128	160-580	377
Западная часть Исландии	10	27-115	72	210-540	348
Среднее (базальты)	31	20-180	110	160-580	368
Долерито-базальты (дайки), N <sub>1</sub>	31	70-280	159	250-640	439
Габбро	20	31-150	104	135-630	283
Породы вулканов центрального типа, N <sub>1</sub>					
Андезито-базальты	17	15-170	75	51-473	231
Андезиты	13	15-130	48	70-280	138
Андезито-дациты	9	12-79	34	23-189	83
Дациты	14	7-69	24	18-183	53
Риолито-дациты	20	9-20	15,2	10-59	31,5
Риолиты	31	6-28	12,9	8-77	26,5
Дайки, N <sub>1</sub>					
Риолито-дациты	4	14-36	21	25-36	30
Риолиты	15	6-28	14	16-54	30
Гранофиры (< 73% SiO), N <sub>1</sub>	14	9-22	13	11-46	28
Гранофиры (> 73% SiO <sub>2</sub> ), N <sub>1</sub>	11	6-16	11	10-34	23
Среднее (гранофиры)	25	6-22	12	10-46	26
Базальты, Q <sub>1-4</sub>					
Северная часть Исландии, Q <sub>1-3</sub>	8	60-240	145	130-690	398
Северная часть рифта, Q <sub>1-3</sub>	15	110-270	177	220-470	340

Cr		Ni		Co		Число ана- лиз <sup>ов</sup>	Sc	
Пределы коле- баний	Сред- нее содер- жание	Пределы коле- баний	Среднее содер- жание	Пределы коле- баний	Сред- нее содер- жание		Пределы коле- баний	Среднее содержа- ние
7	8	9	10	11	12	13	14	15
14-220	103	20-240	104	28-90	50	12	19,5-35	30
23-380	214	23-102	61	34-63	52	5	23-60	39
21-340	147	24-195	76	35-98	52	5	31-43,5	37
14-380	137	20-240	88	28-98	51	22	19,5-43,5	34
21-230	102	25-113	66	31-80	44	5	20-32	25
18-125	84	12-41	30	18-42	34	8	17-47	31
18-230	96	12-113	54	18-80	41	13	17-47	29
23-300	136	25-197	97	34-62	48	5	22-32	27
24-660	210	23-200	67	17-49	34	9	21-54	40
11-273	113	19-132	65	22-85	38	5	23-26	28
16-88	50	12-54	28	8-42	24	7	16-27	22
6-90	41	5-34	20	4-39	18	3	8-24	18
9-180	35	6-35	17	5-28	14	4	11-19	14
6-73	24,8	6-47	16,5	7-48	18,2	7	2,4-10	6,8
5-105	21	5-43	12,1	3-25	11,7	6	5,2-8	6,5
9-15	14	11-47	22	4-14	8	2	7-11,8	9,4
6-25	14	7-39	15	4-20	8	6	3,4-10	5,4
5-23	12	4-23	19	4-26	10	4	9-18	12
6-12	10	4-38	15	5-19	9	5	5-10	7,8
5-23	11	4-38	17	4-26	9,5	9,0	5-18	9,7
46-290	124	26-114	64	35-60	51	2	40-41	40,5
40-500	235	44-190	94	32-77	52	15	22-39	29

Таблица 23 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Деттифосс	12	128-250	183	300-800	456
Северная часть рифта, Гейстарейкир, Q <sub>4</sub>	5	110-190	143	200-320	242
То же, Мивати, Q <sub>4</sub>	8	130-200	162	245-500	375
" Аскья, Q <sub>1-4</sub>	10	110-240	156	345-840	496
Центральная и юго-за- падная части рифта, Q <sub>1-3</sub>	37	81-240	161	160-625	364
Центральная часть рифта, Q <sub>4</sub>	14	93-223	142	163-670	362
Юго-западная часть риф- та, Рейкьянес, Q <sub>4</sub>	17	108-208	155	240-527	344
Район Геклы	6	35-210	88	163-380	326
Южная часть рифта, Торвайёкудль, Q <sub>4</sub>	7	22-130	91	160-533	316
О-в Хеймаэй, Q <sub>4</sub>	10	39-51	44	80-300	207
П-ов Сетберг, Q <sub>1-3</sub>	5	16-48	52	73-460	205
То же	4	90-105	98	200-420	304
Среднее	158	39-270	143	73-840	353
Андезито-базальты, Q <sub>1-4</sub>					
Северная часть рифта	7	66-190	119	180-380	303
Район Геклы	8	18-28	25	64-170	98
Южная часть рифта, (исключая Геклу)	5	25-135	60	130-400	210
Сетберг	2	76-135	104	130-375	253
Среднее	22	18-190	70	64-400	160
Андезиты, Q <sub>1-4</sub>					
Район Геклы	5	23-28	25	30-170	92
Южная часть рифта	2	14-45	28	32-140	86
П-ов Снайфедльнес	2	14-23	18	17-40	29
Среднее	9	14-45	24	17-170	77
Андезито-дациты					
Северная часть рифта	3	45-74	56	77-100	85
Центральная часть рифта	2	31-33	32	41-52	47
П-ов Снайфедльнес	1	-	9	-	28
Среднее	6	9-74	40	41-100	63
Дациты, Q <sub>4</sub>	9	7-21	14	12-32	20
Риолито-дациты					
Северная часть рифта	5	18-50	33	16-34	26
Центральная и юго-за- падная части рифта	14	8-29	15	8-52	23

7	8	9	10	11	12	13	14	15
30-420	188	26-127	74	43-77	57	3	37-43	40
90-520	340	65-270	152	38-49	44	5	32-42	40
49-140	115	41-80	60	32-55	45	8	29-46	35
22-57	35	30-50	41	43-70	53	5	29-35	33
31-584	263	22-244	115	26-77	53	5	20-39	33
50-740	270	40-207	94	24-74	45	2	27-45	36
53-620	292	40-254	115	45-76	60	1	-	47,5
14-150	70	17-81	34	29-49	42	1	-	20
14-280	98	26-86	51	22-74	49	-	-	-
12-77	29	14-53	20,4	24-55	37,2	4	14,5-26,5	19
14-38	26	25-43	32	25-62	40	4	16-32	23
340-510	420	52-200	111	40-62	48	4	38-66	46
12-740	200	14-270	84	22-77	50	63	14,5-46	26
20-190	59	32-68	46	33-60	45	6	20-39	34
14-67	42	17-25	22	23-36	22	3	21-32	27
30-150	65	20-86	48	23-65	39	1	-	36
31-45	38	28-36	33	29-41	34	2	23,5-25,7	24,6
14-150	52	17-86	37	29-65	36	12	21-39	31
17-78	34	14-42	20	12-38	19	-	-	-
19-65	42	18-21	19,5	17-20	18,5	1	-	28
21-75	48	19-22	20,5	13-19	16	1	-	13
17-78	39	14-42	20	12-38	18	2	13-28	21
14-24	19	16-20	18	10-13	12	3	15-17	15,6
14-18	16	14-24	19	16-24	20	2	15-20	17,5
-	15	-	10	-	5	-	-	-
14-24	17	14-24	20	10-24	7	5	15-20	16
6-22	11	8-17	10	3-8	6	2	8-15	12,5
11-22	18	11-15	12	4-10	6,7	5	6-12	9,3
5-16	8,8	5-15	9,8	3-13	7,2	7	3-18	12,4

Таблица 23 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Южная часть рифта	15	5-13	8	7-26	13
П-ов Снайфедльснес	3	4-4,5	4,2	8-16	11
Среднее (риолито- дациты)	37	4-50	14	7-52	18
Риолиты, Q <sub>1-4</sub>					
Северная часть рифта, Тейстарейкир, Q <sub>1-3</sub>	5	12-23	20	18-20	19
То же, Мивати, Q <sub>1-3</sub>	6	18-30	22	23-30	28
Центральная часть риф- та, Q <sub>1-3</sub>	9	4-15	11	6-15	10
Южная часть рифта, Q <sub>1-3</sub>	5	4,8-6,9	5,7	6-14	10
Юго-западная часть рифта, Q <sub>1-3</sub>	4	6-10	8,6	7-23	14
Юго-восточная часть Исландии	5	8,4-12,4	10,5	22-28	24
Среднее (риолиты)	34	4-30	13	6-30	17
Базальты, N <sub>1</sub>	140	20-355	133	160-650	398
" Q <sub>1-4</sub>	158	39-270	143	73-840	353
Среднее	298	20-355	138	73-840	374
Андезито-базальты, N <sub>1</sub>	17	15-170	75	51-473	231
" Q <sub>1-4</sub>	22	18-190	70	64-400	160
Среднее	39	15-190	72	51-473	191
Андезиты, N <sub>1</sub>	13	15-130	48	70-280	138
" Q <sub>1-4</sub>	9	14-45	24	17-170	77
Среднее	22	14-130	38	17-280	113
Дациты, N <sub>1</sub>	14	7-69	24	18-183	53
" Q <sub>1-4</sub>	9	7-21	14	12-32	20
Среднее	23	7-69	20	12-183	40
Риолито-дациты, N <sub>1</sub>	20	9-20	15,2	10-59	31,5
" Q <sub>1-4</sub>	37	4-50	14	7-52	18
Среднее	57	4-50	14	7-59	23
Риолиты, N <sub>1</sub>	31	6-28	12,9	8-77	26,5
" Q <sub>1-4</sub>	34	4-30	13	6-30	17,0
Среднее	65	4-30	13	6-77	22
Габбро	20	31-150	104	135-630	283
Гранофиры	25	6-22	12	10-46	26

7	8	9	10	11	12	13	14	15
4-9	6,0	5-15	9,0	3-6	4,6	4	2,8-6,8	4,6
5,3-5,9	5,6	5-13	10	2-3,6	3	-	-	-
4-22	9,0	5-15	10	2-13	6,0	16	2,8-12	11,0
7,2-12	8,5	8,2-9,8	7,7	4-4,8	4,2	5	3,8-11,1	7,6
7-16	12	6,6-13	10,4	4-8,1	6,4	6	5,8-9,4	7,8
5-13	7,4	5-12	7,9	3-5,4	3,7	1	-	2,2
4,1-8,4	7,4	8,1-17,4	7,4	3,1-4,6	4,0	-	-	-
5-12	7,6	3,4-6,7	4,8	2-2,7	2,2	1	-	3,1
12-68	30	11-29	16	5-11	7,6	1	-	5,4
4,1-68	12	3,4-29	9,4	3-11	5,0	14	2,2-11,1	7,0
14-380	128	12-240	80	18-98	49	35	17-47	33
12-740	200	14-270	84	22-77	50	63	14,5-46	25
12-740	166	12-270	82	18-98	50	98	14,5-47	28
11-273	113	19-132	65	22-85	38	5	23-26	28
14-150	52	17-86	34	29-65	37	12	21-39	31
11-273	79	17-132	48	22-85	38	17	21-39	30
16-88	50	12-54	28	8-42	24	7	16-27	22
17-78	39	14-42	20	12-38	18	2	13-28	10
16-88	46	12-54	25	8-42	22	9	13-28	19
9-180	35	6-35	17	5-28	14	4	11-19	14
6-22	11	8-17	10	3-8	6	2	8-15	12,5
6-180	26	6-35	14	3-28	11	6	8-19	14
6-75	24,3	6-47	16,5	7-48	18,24	7	2,4-10	6,8
4-22	9,0	5-15	10	2-13	6,0	16	2,8-12	8,0
4-73	15	5-47	12	2-48	10	23	2,4-12	8,0
5-105	21	5-43	12,1	3-25	11,7	6	5,28-8	6,5
4,1-68	12	3,4-17,4	10,0	3-11	5	14	2,2-11,1	4,0
4,1-105	16	3,4-43	11	3-25	8	20	2,2-11,1	5,0
24-660	210	23-200	67	17-49	34	9	21-54	40
5-23	11	4-38	17	4-26	9,5	9,0	5-18	9,7



Таблица 24

Содержание Cu, V, Cr, Ni, Co и Sc в минералах (в г/т)

Образец	Минерал	Место взятия образца	Cu	V	Cr	Ni	Co	Sc
11 898	Оливин (из базальта)	Тейстарей-кир	17	227	483	1800	145	12,5
12 020	То же	Снайфедльснес	14	240	148	1140	175	9,0
12 460	"	Тингвадлаватн	24	190	283	1800	146	10,7
12 467	"	"	18	180	284	1800	158	17,0
12 564	"	Дира-фьорд	27	146	261	1800	132	17,5
12 682	Оливин (из андезито-базальта)	Оз. Лауфаватн	29	233	183	1800	148	20,0
11 915	Пироксен из базальта)	Тейстарей-кир	29	370	760	280	34	81,0
12 020	То же	Снайфедльснес	22	333	760	172	50	81,5
12 467	"	Тингвадлаватн	21	418	760	236	51	110
12 072	То же (из габбро)	Вестурхорн	39	110	87	41	42	103
12 569	Амфибол (из гранодиорита)	Тьяданесфедль	46	435	150	150	73	115
12 020	Плагиоклаз (из базальта)	Снайфедльснес	10	16	25	10,3	4,2	-
12 460	То же	Тингвадлаватн	17	24	33	12,5	4,6	-
12 467	"	"	13	9,0	16,5	3,5	2,2	-
12 561	То же (из долерито-базальта)	Энундарфьорд	30	8,1	11,0	4,9	2,2	-
12 682	То же (из андезито-базальта)	Оз. Лауфаватн	15	7,0	12,0	2,5	2,4	1,1
12 072	То же (из габбро)	Вестурхорн	19	11,7	24	5,7	2,9	103
12 675	К-На полевой шпат (из риолита)	Торвайёкудль	7,9	14	15	7,22	3,4	-
11 863	То же (из гранофира)	Миватн	16,8	53	44	17,9	10,2	-
11 872	То же	"	8,2	14	17	6,8	3,58	1,1
11 872A	"	"	8,02	12	15	7,9	2,7	-
12 061	"	Район Хов	7,7	4,7	10,3	3,4	2,3	-
11 872	Кварц (из гранофира)	Миватн	22	23	-	23	8,0	1,4
11 872	То же	"	22	32	-	23	8,0	-
12 061	"	Район Хов	13,8	20	33	20	9,6	-

Данные о концентрации хрома в породах Исландии немногочисленны. В базальтах северной части рифта имеется 16–835 г/т Cr (среднее из 36 анализов – 325 г/т; Sigvaldason, 1974), южной его части – 0–30 (Robson, Spector, 1962), в обсидианах – 2–30 (среднее из 14 анализов – 4 г/т; Carmichael, McDonald, 1961) – 6 г/т (Gibson, 1969). В базальте из дайки Стрейтисхварв содержится хрома 127–128 г/т, андезите – 105, даците – 87, риолито–даците – 66, риолите – 46 г/т (Gunn, Watkins, 1969).

Результаты наших определений даны в табл. 23. Они показывают, что максимальная концентрация хрома отмечается в базальтах, а минимальная – в риолитах. Наблюдается постепенное уменьшение количества хрома в серии пород (в г/т): базальты (166) – андезито–базальты (79) – андезиты (46) – андезито–дациты (31) – дациты (26) – риолито–дациты (16). В габбро интрузивных пород установлено около 210, а в гранофирах – 11 г/т хрома.

Хром в магматических породах обычно находится в рассеянном состоянии. Считают, что он изоморфно замещает в минералах трехвалентное железо и, вероятно, алюминий, поскольку их ионные радиусы близки ( $Cr^{3+} = 0,64 \text{ \AA}$ ;  $Fe^{3+} = 0,67 \text{ \AA}$ ;  $Al^{3+} = 0,57 \text{ \AA}$ ). Из данных табл. 24 следует, что наиболее обогащены хромом (в г/т) пироксены (свыше 760), меньше его в оливинах (148–483) и амфиболах (150). Мало хрома в лейкократовых минералах – полевых шпатах (10–33) и кварце (33). Низкие содержания хрома, как и ванадия, в полевых шпатах указывают на отсутствие изоморфизма между этими элементами и алюминием в четвертичной координации (Борисенко, Щербина, 1959). Низкие концентрации хрома в лейкократовых минералах согласуются с малым его содержанием в кислых эффузивах, которые они слагают.

Данные, приведенные в табл. 24, показывают, что основная масса хрома в породах связана с пироксенами и оливином, частично, и с хромсодержащими шпинелями.

Количество хрома в базальтах Исландии очень сильно варьирует – от 10 до 670 г/т. В щелочных базальтах его значительно меньше, чем в толеитовых. В щелочных базальтах района Сетберг (2,29% Na и 1,49% K, среднее из 10 анализов) установлено хрома 27 г/т, в базальтах о-ва Хеймаэй (3,59% Na и 0,85% K, среднее из 10 анализов) – 29 г/т. В базальтах восточной части Исландии, в которых сумма Na и K больше 2,5% (среднее из 31), содержится хрома 64 г/т, а в базальтах с содержанием щелочей меньше 2,5% – 117 г/т (среднее из 42).

Базальты Исландии обогащены хромом значительно меньше (166 г/т) по сравнению с базальтами Срединно–Атлантического хребта (292 и 295 г/т) (Дмитриев, 1973; Campsie a.o., 1973). По данным М. Принца (Prinz, 1967), в щелочных базальтах хрома несколько больше (187 г/т), чем в толеитовых (162 г/т), много его и в щелочных базальтах Восточно–Африканского рифта (322 г/т) (Герасимовский, Лактионова, 1971). В базальтах же Исландии, как отмечено выше, щелочные разновидности обогащены хромом гораздо меньше по сравнению с толеитовыми. Трудно объяснить, почему щелочные базальты других регионов обогащены хромом, если исходить из общей геохимической закономерности, согласно которой в породах от ультраосновных до кислых наблюдается уменьшение хрома с увеличением суммы щелочей.

Сопоставление кислых эффузивов Исландии с аналогичными породами других регионов затруднено. В литературе приводится мало данных, да и те противоречивы. Например, в риолитах Новой Зеландии хрома найдено меньше 1,6 г/т (Ewart a.o., 1968), Мексики – 21–22,7 (Gunn, Mooser, 1971), Казахстана – 70–90 (Авдеев, 1969).

**Выводы.** 1. Содержание хрома и ванадия в породах Исландии значительно варьирует. Это характерно для любого типа пород, нередко одного и того же района. В базальтах, обогащенных щелочами, хрома и ванадия меньше, чем в толеитах.

2. Концентрация хрома и ванадия в серии пород: базальты-андезиты-риолиты постепенно уменьшается от базальта к риолиту. Третичные и четвертичные породы по содержанию этих элементов различаются, в последних хрома больше, а ванадия - меньше.

3. Хром и ванадий в породах связаны преимущественно с темноцветными минералами (оливины, пироксены).

## НИКЕЛЬ И КОБАЛЬТ

Литературные данные о концентрации никеля в породах Исландии более многочисленны, чем о кобальте. В базальтах различных районов Исландии содержится от следов до 70 г/т Ni, 32-50 г/т Co (Heier a.o., 1966), в базальтах северной части рифта определено 39-213 г/т Ni (среднее из 36 анализов - 103 г/т; (Sigvaldason, 1974), а южной части - 20-40 г/т Ni, 30-50 г/т Co. В базальтах района Сетберг установлено 25-55 г/т (третичные), 10-34 г/т Ni (четвертичные) (Sigurdsson, 1970), в андезито-базальтах района Геклы - 8-33 г/т Ni (среднее из 5 определений - 17 г/т; Sigvaldason, 1973), в обсидианах - 0,1-2,6 г/т Ni (среднее из 14 определений - 0,7 г/т), 0,3-0,4 г/т Co (среднее из 14 определений - 1,3 г/т; Carmichael, McDonald, 1961); в дайке Стрейтисхварв: в базальте - 71-78 г/т, андезите - 60, даците - 44, риолито-даците - 32 и риолите - 16 г/т Ni (Gunn, Mooser, 1971).

Определение никеля и кобальта в породах Исландии проводилось эмиссионным спектральным методом на квантометре. Результаты этих определений даны в табл. 23. Они показывают, что максимальная концентрация никеля и кобальта установлена в базальтах, а минимальная - в кислых эффузивах. Наблюдается постепенное уменьшение их в серии пород: базальты (82 г/т Ni, 50 г/т Co) - андезито-базальты (48 г/т Ni, 34 г/т Co) - андезиты (25 г/т Ni, 22 г/т Co) - андезито-дациты (20 г/т Ni, 15 г/т Co) - дациты (14 г/т Ni, 11 г/т Co) - риолито-дациты (12 г/т Ni, 10 г/т Co) - риолиты (11,1 г/т Ni, 8 г/т Co).

Наблюдаются значительные колебания в содержании никеля и кобальта в одном и том же типе пород одного района. Например, в базальтах восточной Исландии концентрация никеля варьирует от 20 до 300 г/т, а кобальта - от 30 до 90 г/т. Средние составы базальтов разных районов также неодинаковы (20,4-167 г/т Ni, 33-63 г/т Co). Наиболее обогащены никелем и кобальтом базальты, бедные щелочами, тогда как базальты, богатые щелочами, бедны ими. В щелочных базальтах о-ва Хеймаэй установлено 20,4 г/т Ni и 37,2 г/т Co (Ni/Co = 0,55), района Сетберг - 32 г/т Ni и 40 г/т Co (Ni/Co = 0,8). В базальтах, бедных щелочами, особенно калием, никеля и кобальта значительно больше. Например, в базальтах Тингвадлаватн (1,63% Na и 0,14% K, среднее из 12 анализов) имеется 167 г/т Ni и 65 г/т Co (Ni/Co = 2,6), в базальтах п-ова Рейкьянес (1,66% Na и 0,14% K) - 115 г/т Ni и 60 г/т Co (Ni/Co = 2).

Величина отношения Ni/Co в базальтах варьирует от 0,55 до 2,7 (средняя - около 1,71), причем для щелочных базальтов она значительно ниже (0,55-0,9), чем для толеитов (2,1-2,7). Средние величины данного отношения для кислых пород (риолито-дацитов и риолитов) около 1,4.

Большинство исследователей считают, что никель и кобальт в магматических породах в основном входят в состав силикатов, изоморфно замещающая в них магний и двухвалентное железо ( $Ni^{2+} = 0,74$ ,  $Co^{2+} = 0,78$ ,  $Mg^{2+} = 0,74$  и  $Fe^{2+} = 0,80 \text{ \AA}$ ). Содержание никеля и кобальта в минералах из пород Исландии приведено в табл. 24. Данные таблицы показывают, что максимально обогащены никелем и кобальтом оливины (1800 г/т Ni, 132-175 г/т Co), в меньшей степени - пироксены (41-280 г/т Ni, 34-51 г/т Co) и амфибол (150 г/т Ni и 73 г/т Co). В лейкократовых минералах никеля и кобальта мало (в полевых шпатах имеется 2,5-17,9 г/т Ni, 2,2-

10,2 г/т Со, кварце - 29-33 г/т Ni, 8,0-14 г/т Со). Наибольшая величина отношения Ni/Со характерна для оливинов (7,1-13,7), значительно меньшая - для пироксена (3,4-8,1) и минимальная - для полевых шпатов (1-2,3).

Базальты Исландии по содержанию никеля (82 г/т) и кобальта (50 г/т) аналогичны базальтам Срединно-Атлантического хребта (88 г/т Ni и 42 г/т Со; Дмитриев, 1973; 82 г/т; Brooks, Jakobsson, 1974). Средняя величина отношения Ni/Со для базальтов Исландии составляет около 1,64, для базальтов Срединно-Атлантического хребта - 2,1. По Е. Ингерсону (Ingerson, 1974), величина Ni/Со для толеитовых базальтов океанических бассейнов варьирует от 1,9 до 5,2. М. Флейшер (Fleischer, 1968) отмечает, что в ряду ультраосновные - кислые породы происходит уменьшение величины данного отношения: для ультраосновных пород она составляет около 13,3, базальта - 2,77, андезита - 1,52 и дацита - 1,07. Провести сопоставление данных по никелю и кобальту кислых эффузивов Исландии с аналогичными породами из других регионов сложно, поскольку последние в отношении этих элементов охарактеризованы недостаточно. Например, в риолитах Новой Зеландии никель и кобальт не обнаружены (Ewart а.о., 1968), в риолитах Курильских островов найдено около 11 г/т Ni и 15 г/т Со (Мархинин, Сапожникова, 1962), в риолитах Казахстана - 10-30 г/т Ni и 100-300 г/т Со (Авдеев, 1969).

Концентрации не только никеля и кобальта, но также ванадия и хрома в породах Исландии значительно варьируют в одном и том же типе пород как из одного, так и из разных районов. В породах одного возраста содержание их также неодинаково. Например, в третичных базальтах восточной части Исландии установлено 418 г/т V, 103 г/т Cr, 104 г/т Ni и 50 г/т Со (среднее из 59 определений), а в базальтах северо-западной части Исландии: 350 г/т V, 214 г/т Cr, 61 г/т Ni, 52 г/т Со (среднее из 23 анализов). В четвертичных базальтах рифтовой зоны Исландии концентрации названных элементов варьируют также очень значительно. В базальтах северной (среднее из 58 анализов), южной (среднее из 29) и юго-западной (среднее из 33) частей рифта определено соответственно 76, 41 и 140 г/т Ni, 51, 41 и 62 г/т Со. Величины содержаний Ni и Со в третичных базальтах (83 г/т Ni, 47 г/т Со - среднее из 106 анализов) аналогичны таковым в четвертичных базальтах (85 г/т Ni, 51 г/т Со - среднее из 120 анализов).

Минимальные содержания никеля и кобальта, равно как ванадия и хрома, установлены в щелочных базальтах. Это особенно четко проявляется при сопоставлении данных по толеитовым базальтам района Тейстарейкир (1,44% Na, 0,09% K, 242 г/т V, 340 г/т Cr, 133 г/т Ni, 44 г/т Со) и щелочным базальтам о-ва Хеймаэй (3,59% Na, 0,85% K, 207 г/т V, 29 г/т Cr, 20,4 г/т Ni, 37 г/т Со). Величина отношения Ni/Со в щелочных базальтах значительно ниже (<1), чем в толеитовых (-2). Наши результаты расходятся с данными М. Принца (Prinz, 1967), согласно которым в среднем составе щелочных базальтов ванадия (251 г/т), хрома (187 г/т), никеля (101 г/т) и кобальта (42 г/т) больше, чем в толеитовых базальтах (236, 162, 85 и 39 г/т соответственно).

Заслуживают внимания экспериментальные исследования Т. Сьюарда (Seward, 1971) по распределению ряда аксессуарных элементов  $Ti^{4+}$ ,  $Cr^{3+}$ ,  $V^{3+}$ ,  $Ni^{2+}$ ,  $Co^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Su^{2+}$  в системе  $CaMgSiO_2O_6 - Na_2SiO_5 - H_2O$  при давлении водяного пара 1000 бар. Распределение этих элементов между кристаллами диоксида и сосуществующей силикатной жидкостью определялось с помощью электронного микроанализатора. Было установлено, что с понижением температуры величины отношения содержаний V, Cr, Ni в диоксиде к их содержанию в расплаве возрастают сильно, а Со - слабо. Отсюда следует вывод, что в более поздних дифференциатах магматического расплава концентрация V, Cr и Ni должна быть ниже, чем в начальных. Величины отношения Ni/Со для поздних дифференциатов должны быть меньшими, чем для ранних. Это хорошо согласуется с распределением V, Cr, Ni и Со в базальтах Исландии. Толеитовые базальты по сравнению с щелочными, более поздними продуктами дифференциации магматического расплава, как отмечалось выше, значительно богаче V, Cr, Ni, а величины отношения Ni/Со - больше. Одновременно

следует также отметить и данные (Burns, Fyfe, 1964) изучения спектров абсорбции силикатных стекол, содержащих переходные металлы (Ni, Co, Cu, Cr и др.). Как показывают спектры, ионы этих металлов в силикатных расплавах находятся в тетраэдрической и октаэдрической координации. При переходе в кристаллическую фазу ионы названных металлов занимают октаэдрическую группировку. Приводятся следующие ряды "предпочтительного вхождения" ионов в октаэдрическую группировку: для трехвалентных - Cr > Mn > V > Ti > Fe, для двухвалентных - Ni > Cu > Co > Mn. Предпочтительное вхождение Cr и Ni относительно V наблюдается и в породах Исландии. Например, в толеитах района Тейстарейкир имеется 340 г/т Cr и 242 г/т V, а в щелочных базальтах о-ва Хеймаэй - соответственно 29 г/т Cr (меньше в 9 раз) и 207 г/т V (меньше в 1,28 раза). Предпочтительное вхождение Ni перед Co обуславливает неодинаковые величины отношения Ni/Co в ряду дифференциации базальтов, максимальные для толеитовых базальтов (2,66) и минимальные для щелочных базальтов (0,55).

Содержание V, Cr, Ni и Co в породах Исландии отражает общую геохимическую закономерность их распределения в магматических породах: с увеличением содержания SiO<sub>2</sub> и щелочей одновременно происходит уменьшение не только магния и железа, но также V, Cr, Ni и Co. Геохимическая история последних, как известно, определяется магнием и железом, которые они изоморфно замещают в минералах пород.

Выводы. 1. Содержание Ni и Co значительно варьирует в эффузивных породах Исландии. Это характерно для любого типа пород нередко одного и того же района.

2. В базальтах, обогащенных щелочами, концентрация Ni и Co значительно ниже, чем в толеитах. Это согласуется и с экспериментальными исследованиями (Burns, Fyfe, 1964; Seward, 1971) по распределению названных элементов в продуктах силикатных расплавов.

3. Концентрация Ni и Co в серии пород базальт - андезит - андезит - андезит - дацит - дацит - риолито - дацит - риолит постепенно уменьшается.

4. Ni и Co в основном связаны с темноцветными минералами (оливины и пироксены), изоморфно замещая в них магний и железо.

## СКАНДИЙ

Литературных данных о концентрации скандия в породах Исландии очень мало. Отмечается, что в третичных базальтах имеется 10 г/т Sc (среднее из 5 анализов), в четвертичных - 18 г/т (среднее из 45 анализов) (Ефремова, Мартынова, 1973), а в базальтах из лавовых потоков восточной части Исландии - 35 - 39 г/т (Watkins a.o., 1970).

Результаты наших исследований по определению содержания скандия в породах Исландии помещены в табл. 23. Определение скандия проводилось эмиссионным спектральным методом (Герасимовский, Лактионова, Гриневская, 1975). Диапазон определяемых концентраций 0,05-0,0001%. Средняя относительная ошибка в интервале определяемых концентраций 8-15%.

Приведенные в табл. 23 цифры свидетельствуют о значительных колебаниях концентрации скандия в эффузивных породах Исландии. Кроме того, прослеживается уменьшение содержания скандия в ряду основные породы - кислые породы: в базальтах установлено около 30 г/т Sc, андезитов-базальтах - 28, андезитах - 21, дацитах - 14, риолито-дацитах - 8 и риолитах - 5 г/т.

Содержание скандия в одном и том же типе пород неодинаково не только в различных регионах Исландии, но даже в одном и том же районе. Например, в базальтах северной части рифта (Тейстарейкир - Миватн - Аскья) оно колеблется от 22 до 46 г/т. Причина этого - неодинаковый состав базальтов. В районе Сетберга (п-ов Снайфедльснес) в базальтах, богатых калием (K<sub>2</sub>O > 1%), среднее содержание скандия около 24 г/т, а в базальтах, бедных

калием ( $K_2O < 1\%$ ), его значительно больше - 41 г/т. Очень низкая концентрация скандия (около 19 г/т) установлена в щелочных базальтах о-ва Хеймаэй ( $K_2O > 1\%$ ).

Известно, что щелочные базальты других регионов также бедны скандием. Например, в щелочных базальтах рифтовых зон Восточной Африки имеется около 22 г/т Sc (Герасимовский, Поляков, 1974).

Данные С.В. Ефремовой и А.В. Мартыновой (1973) о нахождении скандия в базальтах Исландии (10-18 г/т) явно занижены.

Базальты Исландии по концентрации в них скандия (30 г/т) сопоставимы с базальтами океанических хребтов (15-28 г/т Sc; Muir a.o., 1966; 38-44 г/т; Engel a.o., 1965).

Более низкая концентрация скандия в кислых эффузивах (дациты - 14 г/т, риолито-дациты - 8 г/т и риолиты - 5 г/т) по сравнению с основными эффузивами (базальты - 30 г/т, андезито-базальты - 28 г/т) согласуется с имеющимися в литературе данными по другим регионам. В среднем составе базальтов установлено 33-38 г/т (Fryklund, Fleischer, 1963; Prinz, 1967), щелочных базальтов - 23-24 (Герасимовский, Поляков, 1974; Norman, Nas-kin, 1968), андезитов - 34, дацитов - 21, риолито-дацитов - 14, риолитов - 5 г/т (Fryklund, Fleischer, 1963).

Скандий определялся и в интрузивных породах Исландии. В габбро его больше (40 г/т), чем в базальтах. Гранофиры по концентрации в них скандия (5-18 г/т) близки к кислым эффузивам, с которыми они аналогичны и по содержанию  $SiO_2$ .

Геохимические факторы, обусловившие распределение скандия в породах и минералах, наиболее полно рассмотрены В.В. Щербиной (1959). Известно, что основная масса скандия в породах находится в рассеянном состоянии в составе породообразующих минералов ( $Sc^{3+} = 0,83 \text{ \AA}$ ), изоморфно замещая в них двухвалентное железо ( $Fe^{2+} = 0,80 \text{ \AA}$ ) и, вероятно, магний ( $Mg^{2+} = 0,74 \text{ \AA}$ ).

Содержание скандия приведено в табл. 24. Максимальная концентрация его в основных породах наблюдается в пироксене (81 - 110 г/т) и амфиболе (115 г/т), значительно меньшая - в оливине (10-20 г/т) и магнетите (23 г/т). В лейкократовых минералах - полевых шпатах и кварце - скандия очень мало (1,0 - 1,4 г/т). Данные табл. 23 и 24 позволяют предположить, что главная масса скандия в основных породах связана с пироксенами, поскольку в других минералах его значительно меньше. Низкая концентрация скандия в лейкократовых минералах (полевых шпатах и кварце) обуславливает и низкое его содержание в кислых эффузивах.

**Выводы.** 1. В эффузивных породах Исландии концентрация скандия варьирует в широких пределах. Установлено закономерное уменьшение его в ряду основные - кислые породы. Максимальное содержание определено в базальтах (30 г/т) и минимальное - в риолитах (5 г/т).

2. Концентрация скандия в одном и том же типе пород неодинакова. Базальты, наиболее обогащенные щелочами (особенно калием), содержат его меньше (19-23 г/т) по сравнению со средним составом базальтов Исландии (30 г/т).

3. Скандий в породах в основном связан с темноцветными минералами, главным образом с пироксенами. Лейкократовые породообразующие минералы (полевые шпаты и кварц) им очень бедны.

4. Концентрация скандия в породах Исландии сопоставима с литературными данными по аналогичным породам других регионов.

## БАРИЙ

Литературные данные показывают, что содержание бария в одном и том же типе пород сильно варьирует. В базальтах разных районов Исландии находятся 80 - 900 г/т Ba (Heier a.o., 1966), в базальтах района Сетбёрг - 170-600, в риолитах того же района - 100-860 (Sigurdsson, 1970), в обси-

дианах - 750-1860 г/т (среднее из 14 анализов - 1100 г/т; Carmichael, McDonald, 1961).

Результаты наших определений бария приведены в табл. 22. Они проводились эмиссионным спектральным методом на квантометре (Герасимовский, Лактионова, Коваленкер, 1976). Табл. 22 показывает, что концентрация бария в эффузивной серии (базальты - андезиты-базальты - андезиты - дациты - риолито-дациты - риолиты) нередко из одного и того же района сильно колеблется. Например, в базальтах она варьирует от 20 до 800, а в риолитах - от 247 до 1020 г/т.

Распределение бария в любой серии эффузивных пород Исландии отражает общую геохимическую закономерность: постепенное увеличение концентрации от основных эффузивов к кислым. Ее средние величины (в г/т): в базальтах - 134, андезиты-базальтах - 340, андезитах - 380, дацитах - 630, риолито-дацитах - 700, риолитах - 730. Величина отношения Sr/Ba в этой серии пород уменьшается: в базальтах она около 1,9, андезиты-базальтах - 0,72, андезитах - 0,53, дацитах - 0,29, риолито-дацитах - 0,29, риолитах - 0,11.

Закономерность распределения бария в первую очередь обусловлена его геохимической историей, общей, как известно, с таковой калия. Принято считать, что в минералах пород барий замещает калий ( $Ba^{2+} = 1,38 \text{ \AA}$ ;  $K^+ = 1,33 \text{ \AA}$ ). В основных эффузивах калия значительно меньше, чем в кислых; в среднем составе базальтов - 0,39%, риолитов - 2,85%. Концентрация бария и калия от базальта к риолиту увеличивается (бария в меньшей степени). Величины отношения K/Ba для основных эффузивов ниже (базальты - около 29), чем для кислых (риолито-дацитов и риолитов - 39). Коэффициенты корреляций содержания K и Ba в основных эффузивах около 0,41, Na и Ba - 0,58, Na + K и Ba - 0,85 ( $n = 331$ ,  $R_{\text{крит}} = 0,10$ ); в кислых эффузивах корреляция между K и Ba отсутствует.

На геохимическую историю бария оказывают влияние щелочи. Щелочные базальты по сравнению с толеитовыми обогащены им. Например, в типичных толеитовых базальтах района Тейстарейкир имеется 30 г/т, а в щелочных базальтах о-ва Хеймаэй - 265 г/т Ba. Высокая концентрация бария в последних находит себе объяснение, поскольку в них калия значительно больше (0,824% K), чем в толеитах района Тейстарейкир (0,075% K).

В среднем составе щелочных базальтов разных регионов мира бария значительно больше (444 г/т), чем в толеитовых базальтах (224 г/т) (Prinz, 1967). Аналогичные данные по барию приводятся и в новой сводке (Pichelt, 1972): в щелочных базальтах около 613 г/т Ba (среднее из 100 анализов), толеитовых базальтах континентов и океанических островов - 246 г/т (среднее из 555 анализов), океанических толеитовых базальтах - 14,5 г/т (среднее из 41 анализа). Значительно обогащены барием щелочные базальты южной части Большого бассейна (Запад США) - 1000 г/т (Hedge, Noble, 1971).

Средние содержания бария в породах Исландии одного и того же типа, но разного возраста обычно аналогичны. Например, в третичных базальтах установлено около 133 г/т Ba, а в четвертичных - 135 г/т, в третичных риолитах - 725 г/т Ba, а в четвертичных - 735 г/т.

В третичных дайках долеритов и базальтов концентрация бария (110 г/т) очень близка к таковой третичных базальтов (133 г/т). Интрузивные породы Исландии - габбро (91 г/т Ba) и гранофиры (725 г/т Ba) по концентрации стронция и бария близки к средним составам базальтов (134 г/т Ba) и кислых эффузивов (730 г/т Ba).

Среднее содержание бария в базальтах Срединно-Атлантического хребта значительно ниже - от 16 (Дмитриев, 1973) до 45 г/т Ba (Brooks, Jakobsson, 1974), чем в базальтах Исландии. Последние отличаются от базальтов Срединно-Атлантического хребта по количеству натрия и калия, т.е. по тем элементам, которые оказывают влияние на геохимическую историю бария. В базальтах Срединно-Атлантического хребта натрия и калия меньше (1,22%

Na, 0,116% K) (Дмитриев, 1973), чем в базальтах Исландии (1,97% Na, 0,39% K).

В Исландии, в районе Тейстарейкир, встречаются разновидности толеитов и с очень низким содержанием щелочей (1,30% Na и 0,075% K) и бария (30 г/т).

В базальтах Исландии концентрация бария (134 г/т) ниже, чем в среднем составе базальтов (303 г/т), причем наблюдаются большие и региональные различия среднего содержания - от 59 до 1000 г/т Ba (Prinz, 1967).

В кислых эффузивах Исландии закономерности распределения бария иные. В более щелочных разновидностях бария меньше, а в нещелочных - больше. Например, в щелочных риолито-дацитах (3,89% Na и 3,59% K) - 595 г/т Ba, в менее щелочных (3,04% Na, 2,11% K) - 868, в щелочных риолитах (3,85% Na, 3,44% K) - 572, в нещелочных (3,23% Na, 2,23% K) - 944 г/т. Очень низка концентрация бария в щелочных эффузивах (комендитах, пантеллеритах) других регионов: островов Пантеллерия, Новая Зеландия, штата Невада (США) - от 5 до 50 г/т (Noble, Haffty, 1969), в субщелочных риолитах Калифорнии бария менее 20 г/т (Noble a.o., 1972).

Кислые эффузивы Исландии по концентрации в них бария аналогичны породам этого типа из других регионов. В породах риолитовой формации Чилийских Анд бария содержится 640 г/т (Pichler, Ziel, 1972), в риолитовых лавах Новой Зеландии - 870 (Ewart a.o., 1968). В среднем составе кислых эффузивов, согласно последней сводке (Puchelt, 1972), содержание бария более высокое: в риолито-даците - 1210 г/т (среднее из 12 анализов), риолите - 1127 г/т (среднее из 153 анализов) и низкое - в щелочных риолитах - 116 г/т.

Самостоятельные минералы бария в породах Исландии не установлены. Барий находится в рассеянном состоянии, изоморфно замещая калий. В минералах Исландии (см. табл. 22) максимальная концентрация бария (470-840 г/т) имеется в K-Na полевых шпатах и невысокая - в пироксенах (60-73 г/т), оливинах (30-83 г/т) и плагиоклазах (25-87 г/т). Низкие содержания бария в породообразующих минералах не позволяют объяснить его высокую концентрацию в породах Исландии. Вероятно, некоторая часть бария связана с аксессуарными минералами. В лейцитсодержащих базальтоидных породах Западной Австралии обнаружен минерал придерит, в его составе от 5,8 до 13,1% BaO (Carmichael, 1967 б).

**Выводы.** 1. В эффузивной серии пород Исландии базальты - андезиты - риолиты отмечается постепенное увеличение концентрации бария и уменьшение величин отношения Sr/Ba от основных эффузивов к кислым.

2. Третичные и четвертичные эффузивы одного и того же типа по концентрации бария аналогичны, но щелочные базальты по сравнению с толеитовыми богаче барием; а в кислых эффузивах его меньше, чем в щелочных.

3. Содержание бария в базальтах Исландии значительно выше, чем в базальтах Срединно-Атлантического хребта, но ниже, чем в среднем составе базальтов.

## СТРОНЦИЙ

Имеется много данных о концентрации стронция в породах Исландии, которая сильно варьирует для одного и того же типа пород. В базальтах разных районов Исландии стронция содержится 161-539 г/т (Heier a.o., 1966), 118-323 (среднее из 9 анализов - 204 г/т; Moorbath, Walker, 1965); в базальтах северной части рифтовой зоны - 83-225 г/т (среднее из 36 - 149 г/т; Sigvaldason, 1974), андезито-базальтах Геклы - 309-378 (среднее из 13 - 339 г/т; Sigvaldason, 1973), риолитах Сетберга - 10-110 (Sigurdsson, 1970); обсидианах - 60-200 (среднее из 14 - 120 г/т; Carmichael, McDonald, 1961), гранофирах - 40-184 г/т (среднее из 6 анализов - 107 г/т; Moorbath, Walker, 1965).



Результаты наших исследований по определению содержания стронция в породах приведены в табл. 21. Определение проводилось эмиссионным спектральным методом на квантометре (Герасимовский, Лактионова, Коваленкер, 1976). Цифры, помещенные в табл. 21, показывают, что концентрация в любом типе эффузивных пород (базальты – андезиты–базальты – андезиты – дациты – риолито–дациты – риолиты) нередко из одного и того же района сильно колеблется; например, в базальтах она варьирует от 40 до 670 г/т Sr, а в риолитах – от 9 до 145 г/т Sr. Содержание стронция в эффузивных породах Исландии отражает общую геохимическую закономерность его распределения: постоянное уменьшение концентраций от основных эффузивов к кислым. Средние величины содержания стронция таковы (в г/т): в базальтах – 255, андезито–базальтах – 245, андезитах – 200, дацитах – 180, риолито–дацитах – 105 и риолитах – 80.

Отмеченная выше закономерность распределения стронция в первую очередь обусловлена тем, что геохимическая история стронция, как известно, является общей с таковой кальция. Принято считать, что в минералах стронций изоморфно замещает кальций ( $Sr^{2+} = 1,20 \text{ \AA}$ ,  $Ca^{2+} = 1,04 \text{ \AA}$ ). В основных эффузивах кальция значительно больше, чем в кислых. Например, в среднем составе четвертичных базальтов Исландии имеется 10,4% (Jakobsson, 1972), а в кислых породах (включая риолиты, обсидианы и гранофиры) – 1,60% CaO (Walker, 1966).

Хотя стронций имеет общую геохимическую историю с кальцием, но в эффузивной серии базальты – андезиты – риолиты его количество убывает в меньшей мере по сравнению с кальцием. На это указывает величина отношения Ca/Sr: для базальтов она около 320, андезито–базальтов – 203, андезитов – 192, риолито–дацитов – 146, риолитов – 132.

Корреляция содержания кальция и стронция в основных эффузивах не установлена. В кислых эффузивах коэффициент корреляции содержания этих элементов около 0,41 ( $n = 49$ ,  $R_{\text{крит}} = 0,27$ ).

На геохимическую историю стронция оказывают влияние и щелочи. Щелочные базальты по сравнению с толеитовыми обогащены стронцием. Например, в типичных базальтах района Тейстарейкир содержится 65 г/т Sr, а в щелочных базальтах о-ва Хеймаэй – 324 г/т Sr. Возникает вопрос, почему в щелочных базальтах больше стронция, несмотря на то что кальция в них значительно меньше – 6,95–7,94% CaO (Jakobsson a.o., 1973), 6,99–7,18% CaO (Thorarinsson a.o., 1973), чем в среднем составе постледниковых базальтов (10,4% CaO; Jakobsson, 1972). Вероятно, закономерности распределения элементов в расплаве обусловлены и свойствами элемента. Стронций по сравнению с кальцием является более щелочным элементом и поэтому он в большей степени концентрируется в расплавах, из которых формируются щелочные базальты. По кристаллохимическим свойствам (потенциал ионизации, электроотрицательность и др.) стронций ближе к калию, чем кальций. Следует также отметить, что в щелочных базальтах о-ва Хеймаэй алюминия содержится больше – 16,12–16,40%  $Al_2O_3$  (Jakobsson a.o., 1973) или 16,77–17,45%  $Al_2O_3$  (Thorarinsson a.o., 1973) по сравнению с постледниковыми базальтами Исландии – 14,0%  $Al_2O_3$  (Jakobsson, 1972), поэтому в первых, вероятно, больше и алюмосиликатов (плаггиоклаза), чем в нещелочных базальтах. В составе плаггиоклазов концентрация Sr значительно более высокая, чем в пироксенах и оливинах.

В среднем составе щелочных базальтов разных регионов мира стронция гораздо больше (774 г/т), чем в толеитовых базальтах (450 г/т) (Prinz, 1967). Значительно обогащены стронцием щелочные базальты южной части Большого Бассейна (Запад США), в них имеется около 1200 г/т (Hedge, Noble, 1971).

Средние содержания стронция в породах Исландии одного и того же типа, но разного возраста обычно аналогичны. Например, в третичных базальтах установлено около 300, а в четвертичных – 215 г/т Sr; в третичных риолитах – 83, а в четвертичных – 76 г/т Sr.

В третичных дайках концентрация стронция (270 г/т) очень близка к таковой третичных базальтов.

Интрузивные породы Исландии – габбро (320 г/т Sr) и гранофиры (10 г/т Sr) по содержанию стронция близки к средним составам базальтов (225 г/т Sr) и кислых эффузивов (80–105 г/т Sr).

Среднее содержание стронция в базальтах Срединно–Атлантического хребта обычно значительно ниже – 79–160 г/т (Muir a.o., 1966; Kay a.o., 1970; Thompson a.o., 1972; Campsie a.o., 1973; Дмитриев, 1973), чем в базальтах Исландии. Последние значительно отличаются по натрию и калию, оказывающим влияние на геохимическую историю стронция. В базальтах Срединно–Атлантического хребта щелочей меньше (2,17% Na<sub>2</sub>O, 0,29% K<sub>2</sub>O) (Дмитриев, 1973), чем в базальтах Исландии (2,66% Na<sub>2</sub>O, 0,47% K<sub>2</sub>O). Следует отметить, что в Исландии встречаются разновидности толеитов (район Тейстарейкир), бедные щелочами (1,76% Na<sub>2</sub>O и 0,091% K<sub>2</sub>O), а одновременно и стронцием (65 г/т).

В среднем составе базальтов Исландии содержание стронция (255 г/т) ниже, чем в среднем составе базальтов (544 г/т). Наблюдаются большие и региональные различия среднего содержания этого элемента в базальтах: от 71 до 1333 г/т (Prinz, 1967).

В кислых эффузивах Исландии закономерности распределения стронция иные, чем в базальтах. Более щелочные разновидности кислых эффузивов содержат стронция и кальция меньше, чем нещелочные. Например, в щелочных риолито-дацитах (3,89% Na и 3,59% K) имеются 70 г/т Sr и 0,85% Ca, в менее щелочных (3,04% Na, 2,11% K) – 104 г/т Sr и 1,70% Ca, в щелочных риолитах (3,85% Na, 3,44% K) – 44 г/т Sr и 0,35% Ca, в нещелочных (3,23% Na, 2,23% K) – 106 г/т Sr и 1,42% Ca. Низкое содержание стронция и кальция в щелочных кислых эффузивах, вероятно, обусловлено фракционированием плагиоклазов при формировании базальтовой серии пород. С щелочными разновидностями базальтов в Исландии генетически связаны и щелочные кислые эффузивы.

Очень низкая концентрация стронция установлена в щелочных эффузивах (комендитах, пантеллеритах) других регионов: островов Пантеллерия, Сардиния, Новая Зеландия, штата Невада (США) – от 1,5 до 9 г/т Sr (Noble, Haffty, 1969).

Кислые эффузивы Исландии по концентрации в них стронция аналогичны породам этого типа других регионов. В породах риолитовой формации Чилийских Анд имеется 130 г/т Sr (Pichler, Zeil, 1972), в риолитовых лавах Новой Зеландии – 106 г/т Sr (Ewart a.o., 1968).

Самостоятельные минералы стронция в породах Исландии не установлены. Стронций находится в рассеянном состоянии, изоморфно замещая кальций в минералах пород. Цифры содержания стронция в минералах (см. табл. 22) показывают, что максимальная его концентрация наблюдается в плагиоклазах (330–1100 г/т), значительно меньшая – в пироксенах (170–297 г/т) и оливинах (120–183 г/т).

По литературным данным также известна высокая концентрация стронция в плагиоклазах и низкая – в пироксенах и оливинах. Например, в одной из вулканических пород в сосуществующих минералах установлено: в клинопироксенах – 43,4–57,2 г/т Sr, оливине – 0,098, плагиоклазе – 1048, а в основной массе породы – 514 г/т Sr (Hart, Brocks, 1974). В риолитах во вкрапленниках плагиоклаза имеется 1600–4000, щелочного полевого шпата – 1200–1500, а в целом по породе 150–1000 г/т Sr (Berlin, Henderson, 1969).

**Выводы.** 1. В эффузивной серии пород Исландии базальты – андезиты – риолиты наблюдается постепенное уменьшение содержания стронция и величин отношения Ca/Sr от основных эффузивов к кислым.

2. Третичные и четвертичные эффузивы одного и того же типа по концентрации в них стронция аналогичны, но щелочные базальты по сравнению с толеитовыми базальтами богаче.

3. Геохимическая история стронция в основном определяется кальцием. В породах он связан с плагиоклазами и частично с оливинами и пироксенами. Плагиоклазовое фракционирование, проявленное в базальтовой серии, обусловило низкие концентрации кальция и стронция в щелочных кислых эффузивах.

4. Содержание стронция в базальтах Исландии значительно выше, чем в базальтах Срединно-Атлантического хребта, но ниже, чем в среднем составе базальтов.

#### РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ИТРИЙ

Состав и содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в эффузивных породах охарактеризованы в трех статьях. В одной (Haskin a.o., 1971) приведены данные 11 анализов РЗЭ в базальте одного из лавовых потоков восточной Исландии. Содержание отдельных РЗЭ колеблется в следующих пределах (в г/т): La - 9-12,9; Ce - 19,8-24,4; Nd - 15-22; Sm - 3,86-5,30;

Таблица 25

Содержание и состав РЗЭ (в г/т) и К (в %) в эффузивных породах Исландии

Образец	Порода, ее возраст и место взятия	La	Ce	Nd	Sm
1	2	3	4	5	6
12 102	Долерито-базальты (дайки), N <sub>1</sub> Восточная часть Исландии	17,0	37,0	25,0	6,60
12 132	То же	6,5	18,0	13,5	4,80
12 314	"	11,6	27,0	16,0	6,30
	Среднее	11,7	27,3	18,2	5,90
12 312	Платобазальты, N <sub>1</sub> Восточная часть Исландии	11,0	24,0	15,0	4,20
12 313	То же	18,3	41,2	26,5	6,7
12 316	"	10,9	26,2	15,2	4,85
12 356	"	8,25	19,9	12,7	3,9
12 353	"	14,0	33,0	18,0	5,0
13 360	"	10,8	27,8	18,6	5,6
	Среднее	12,2	28,7	17,7	5,04
12 145	Базальты (центрального типа), N <sub>1</sub> Восточная часть Исландии, Тингмули	20,0	45,0	27,0	7,20
12 554	Платобазальты, N <sub>1</sub> Северо-западная часть Исландии	8,8	22,5	14,5	4,2
12 582	То же	5,1	13,0	9,1	3,0
12 596	Северо-западная часть Исландии	4,2	11,0	8,3	2,9
12 553	"	5,1	13,6	11,6	4,0
12 558	"	26,0	58,0	31,5	7,7
	Среднее	9,84	23,6	15,0	4,4
Среднее (все платобазальты)		11,8	27,8	17,5	5,13

Eu - 1,44-1,80; Gd - 4,8-7,1; Tb - 0,70-0,95; Dy - 4,5-6,0, Ho - 0,90-1,16; Er - 2,0-3,2; Yb - 1,86-2,42; Lu - 0,273-0,340. Цифры по иттрию отсутствуют. Другая работа (Shimokawa, Masuda, 1972) дает пять анализов базальта, один - дацита и один - обсидиана, взятых из северной части восточной рифтовой зоны. Среднее содержание РЗЭ в базальте (в г/т): La - 6,94; Ce - 18,18; Nd - 12,39; Sm - 3,55; Eu - 1,29; Gd - 4,40; Dy - 4,88; Er - 3,01; Yb - 2,88; Lu - 0,418. В третьей работе (O'Nions a.o., 1973) рассматриваются щелочные базальты островов Хеймаэй и Сюртсей. Содержание РЗЭ, особенно цериевой группы, здесь значительно выше, чем в габброидных базальтах (в г/т): Ce - 22,09-80,58; Nd - 15,27-45,92; Sm - 4,21-11,51; Eu - 1,42-3,24; Gd - 4,64-10,56; Dy - 4,36-10,56; Er - 2,32-6,05; Yb - 1,80-5,39. Данные по иттрию: в базальте - 13-32 (Ефремова, Мартынова, 1973), андезитово-базальте - 59-79 (Sigvaldason, 1973), обсидиане - 40 - 70 г/т (Carmichael, McDonald, 1961) и др.

Результаты наших определений РЗЭ приведены в табл. 25. Определение РЗЭ проведено Ю.А. Балашовым, И.Д. Шевалеевским и А.Д. Семеновым флюор-

Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Y	K
7	8	9	10	11	12	13	14
1,70	5,30	-	-	-	-	-	0,447
1,60	6,90	5,20	-	-	-	-	0,577
2,20	7,70	5,90	3,9	-	-	37	0,340
1,83	6,60	5,55	3,9	-	-	37	0,455
1,70	5,9	-	-	-	-	36	0,34
2,2	7,65	6,70	-	-	-	37	0,53
1,8	5,90	5,30	3,0	-	-	32	0,39
1,4	4,60	5,27	-	-	-	-	0,26
1,8	5,80	4,70	-	-	-	-	0,35
2,0	7,90	8,84	-	-	-	37	0,37
1,82	6,29	6,16	3,0	-	-	35	0,37
2,4	8,3	-	-	-	-	32	0,33
1,61	5,7	5,5	3,75	3,0	-	34	0,19
1,2	4,2	-	-	-	-	27	0,10
1,06	3,7	-	-	-	-	-	0,22
1,33	4,9	5,0	3,1	2,40	0,4	26	0,13
2,7	9,0	8,1	-	4,0	-	40	0,48
1,58	5,5	6,2	3,42	3,1	0,4	32	0,22
1,8	6,22	6,18	3,3	3,1	0,4	34	0,33

Таблица 25 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
	Базальты				
12 749	Северная часть рифта, Детгифосс ( $Q_{1-3}$ )	9,9	22,0	15,0	4,8
11 896	То же, Тейстарей- кир ( $Q_4$ )	4,7	11,3	7,3	2,1
11 898	То же	2,5	6,0	3,5	1,4
11 904	"	1,8	4,4	3,5	1,3
11 913	"	2,1	5,2	4,0	1,3
	Среднее (базальты $Q_4$ )	2,78	6,7	4,6	1,5
	Базальты				
11 928	Центральная часть рифта, Аскья, $Q_4$ )	5,8	15,0	8,8	2,7
11 933	То же	13,2	29,7	16,5	4,8
12 642	Центральная часть рифта, Кедлинггарфьедль ( $Q_{1-3}$ )	6,7	15,0	9,7	3,1
	Среднее	8,57	19,9	11,7	3,5
	Базальты				
12 657	Южная часть рифта, Торвайёкудль ( $Q_{1-3}$ )	42,0	99,0	62,0	13,0
12 032	Южная часть рифта, Лахи ( $Q_4$ )	14,0	33,0	20,0	5,6
12 436	Южная часть рифта, о-в Хеймаэй ( $Q_4$ )	23,0	53,0	34,0	7,7
	Среднее	26,3	61,7	38,7	8,77
	Базальты, $Q_4$				
12 491	Юго-западная часть рифта, Рейкьянес	7,7	16,0	10,3	3,7
12 493	То же	3,1	7,3	7,3	2,5
	Среднее	5,4	11,7	8,8	3,1
12 020	Базальты, Снайфедль- снес, ( $Q_4$ )	24,0	48,0	25,0	5,5
	Среднее (все базальты)	11,5	26,1	16,2	4,3
	Андезиты-базальты				
12 111	Восточная часть Исландии ( $N_1$ )	47,2	100	55,0	11,8
12 682	Южная часть рифта, Торвайёкудль ( $Q_4$ )	19,7	37,4	18	3,5
11 822	Южная часть рифта, район Геклы	54,2	106,8	62,8	11,6
12 670	Южная часть рифта, Торвайёкудль	22,8	43	19,5	4,9
	Среднее (базальты)	29,64	59,6	32,6	6,8
	Андезиты				
12 099	Восточная часть Исландии ( $N_1$ )	41,6	92,7	55,0	11,8
12 126	То же (дайка)	7,85	25,6	22,0	7,55

7	8	9	10	11	12	13	14
2,0	7,3	7,1	5,0	4,0	-	44	0,22
1,0	4,0	3,6	2,6	-	-	25	0,154
0,6	2,3	3,2	2,2	-	-	21,5	0,055
0,58	2,0	2,05	1,38	-	-	13,0	0,055
0,50	1,8	2,12	1,2	-	-	14,0	0,182
0,67	2,5	2,74	1,84	-	-	18,0	0,112
0,80	2,6	2,4	-	-	0,22	-	0,46
1,90	7,0	6,23	3,3	-	-	30	0,47
1,25	4,7	4,35	3,43	-	0,45	30	0,135
1,32	4,8	4,33	3,36	-	0,34	30	0,355
3,6	11,4	-	-	-	-	-	0,89
2,1	8,4	7,1	4,9	4,8	-	44	0,36
2,3	8,1	7,48	-	-	-	45	0,80
2,67	9,3	7,24	4,9	4,8	-	44,5	0,68
1,5	5,0	4,90	3,6	3,0	0,42	33,0	0,24
1,1	4,3	-	-	-	-	29,0	0,15
1,3	4,7	4,9	3,6	3,0	0,42	31,0	0,195
1,8	5,8	-	-	-	0,66	36	0,79
1,5	5,34	4,84	3,1	3,9	0,44	30	0,354
2,5	9,8	12,9	-	-	-	-	1,15
1,0	3,6	-	-	-	-	20	1,40
2,43	9,45	8,1	4,6	-	-	45	1,01
1,7	5,5	5,1	2,7	3,0	-	27,0	0,87
1,7	6,2	8,7	3,7	3,0	-	31	0,88
2,75	11,5	-	-	-	-	45	1,29
2,20	11,6	11,6	6,2	-	-	56	1,80

Т а б л и ц а 25 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
12 388	Восточная часть Исландии (N <sub>1</sub> )	30,7	59,0	33,8	6,6
12 018	Снайфедльснес (Q <sub>4</sub> )	10,0	24,3	13,5	2,5
	Среднее (ан- дезиты)	22,5	50,4	31,1	7,11
11 830	Андезито-дациты, Q <sub>4</sub> Северная часть рифта Миватн	22,0	53,4	25,9	6,5
12 124	Восточная часть Исландии (дайка)	16,0	40,8	29,8	11,4
	Среднее	19,0	47,1	27,9	8,95
12 667	Дациты, Q <sub>4</sub> Южная часть рифта, Торвайёкудль	80,0	152,5	56,5	8,9
12 717	Южная часть рифта, Гекла	59,0	114,7	49,5	9,9
	Среднее	69,5	133,6	53,0	9,4
12 108	Риолито-дациты, N <sub>1</sub> Восточная часть Исландии (стекло)	38,0	62,8	43,2	11,0
12 165	То же	35,2	75,5	42,5	9,2
	Среднее	36,6	69,2	42,9	10,1
11 930	Риолито-дациты, Q <sub>4</sub> Северная часть риф- та, Аскья, пемза	37,0	73,7	34,0	8,0
11 931	То же	15,0	30,0	15,0	3,5
12 400	Южная часть рифта, Торвайёкудль	62,0	125,4	52,8	10,2
12 048	Юго-восточная часть Исландии	56,5	110	53,4	10,7
12 813	Снайфедльснес (пемза)	27,5	59,0	27,5	5,6
	Среднее	39,6	79,6	36,5	7,6
12 109	Риолиты, N <sub>1</sub> Восточная часть Исландии	13,9	43,7	29,8	6,7
12 159	То же	11,8	27,2	16,5	4,4
12 161	Тингмули	70,7	144	80,2	17,3
	Среднее	32,1	71,6	42,2	9,43
11 918	Риолиты Северная часть риф- та, Тейстарейкир (Q <sub>1-3</sub> )	16	44,0	36,4	10,0
11 860	Северная часть риф- та, Миватн (обсидиан)	23	45,0	23,5	5,6
12 619	Центральная часть рифта, Кедлинггарфьедл	13,3	30,9	17,6	4,3
12 658	Южная часть рифта, Торвайёкудль	165,0	342	165	28,7
	Среднее	54,32	115,5	60,6	12,2

7	8	9	10	11	12	13	14
1,3	5,2	-	-	-	-	-	1,11
0,99	3,2	-	-	-	-	21	1,27
1,81	7,9	11,6	6,2	-	-	41	1,40
1,33	5,82	-	-	-	-	41	1,05
3,4	18,7	20,0	12,6	14,0	2,05	112	3,2
2,36	12,3	20,0	12,6	14,0	2,05	76,5	2,12
1,43	5,9	-	-	-	-	-	3,17
1,80	7,0	6,4	-	-	-	-	1,89
1,61	6,5	6,4	-	-	-	-	2,53
2,34	11,7	12,0	-	-	-	86	3,13
2,00	10,0	-	-	-	-	-	2,75
2,17	10,9	12,0	-	-	-	86	2,94
2,1	9,9	8,2	4,8	-	-	46	1,82
0,87	4,2	4,35	2,3	2,20	-	65	2,01
1,80	9,75	-	-	-	-	90	3,64
1,54	9,6	-	-	-	-	80	3,38
1,10	4,9	-	-	-	-	-	3,54
1,46	7,67	6,28	3,55	2,20	-	70	2,88
1,55	8,54	-	-	-	-	100	2,79
1,03	3,80	-	-	-	-	-	2,84
3,4	15,3	16,3	-	-	-	170	2,70
1,99	9,21	16,3	-	-	-	135	2,78
2,46	11,5	-	-	-	-	85	2,28
1,51	6,8	-	-	-	-	120	2,27
1,10	5,2	-	-	-	-	-	3,26
5,4	30,4	24,7	11,7	10,4	-	140	3,58
2,62	13,5	24,7	11,7	10,4	-	115	2,60



Таблица 25 (окончание)

1	2	3	4	5	6
	Габбро				
12 072	Восточная часть Исландии	2,5	6,5	3,8	1,4
11 962	Снайфедльснес	2,7	6,3	3,3	0,85
	Среднее	2,6	6,4	3,55	1,12
	Гранофиры				
11 950	Снайфедльснес (анде- зито-дайт)	22	56	31	6,1
12 061a	Восточная часть Ис- ландии (риолиты)	56,5	123	64,5	16,2
	Среднее (гра- нофиры)	39,3	89,5	47,8	11,2
	Среднее для толеитов хребта <i>Рейкьянес</i> (Schil- ling, 1975)	1,71	5,9	5,6	2,2
	для щелочных ба- зальтов ( <i>Бала-</i> <i>шов</i> , 1967)	59,0	105	43	7,1
	для риолитов ( <i>Haskin a.o.</i> , 1968)	56,0	91	46	8,5
	для хондритов ( <i>Балашов</i> , 1976)	0,35	0,93	0,65	0,22

ресцентным рентгеноспектральным методом (Герасимовский, Балашов и др., 1976). Концентрирование РЗЭ выполнено В.А. Карпушиной по методам, описанным ранее (Балашов и др., 1974).

Табл. 25 показывает, что концентрация РЗЭ в магматических породах Исландии значительно варьирует. Это характерно для любого типа пород, нередко из одного и того же района. Например, в третичных платобазальтах восточной части Исландии содержание церия колеблется от 19,9 до 41,2 г/т, а северо-западной части Исландии — 11–58 г/т, в эффузивных четвертичных рифтовой зоны еще больше: в базальтах — 4,4–99, в риолитах — 30,9–342 г/т.

Средние содержания РЗЭ в третичных породах одного и того же типа, но разных районов варьируют меньше. Так, в третичных базальтах восточной части Исландии имеется 28,7 г/т Се и 17,7 г/т Nd, а в третичных базальтах северо-западной части — 23,6 г/т Се и 15 г/т Nd. В четвертичных базальтах Восточной рифтовой зоны колебания значительно больше: от 6,7 г/т Се и 4,5 г/т Nd (северная часть рифта) до 61,7 г/т Се и 38,7 г/т Nd (южная часть рифта).

Наиболее высокие концентрации РЗЭ в одном и том же типе пород характерны для тех разновидностей, которые наиболее обогащены щелочами (калием). Среди третичных платобазальтов восточной части Исландии больше всего редкоземельных элементов и одновременно калия установлено в пробе 12313 (18,3 г/т La, 41,2 г/т Се, 26,5 г/т Nd, 0,53% К). То же наблюдается и в третичных платобазальтах северо-западной части Исландии — в пробе 12558 содержание РЗЭ (26 г/т La, 58 г/т Се, 31,5 г/т Nd) и калия (0,48%) выше по сравнению с другими третичными базальтами, в которых определялись эти элементы. Еще более четко эта закономерность выра-

7	8	9	10	11	12	13	14
0,69	1,4	-	-	-	-	12,9	0,256
0,4	1,4	2,35	-	-	-	12,9	0,268
0,59	1,4	2,35	-	-	-	12,9	0,262
1,57	5,9	6,6	-	-	-	40	3,0
3,4	20,6	-	-	-	-	90	3,43
2,48	13,3	6,6	-	-	-	75	3,25
0,87	3,5	4,0	2,5	2,57	0,43	24,8	-
2,0	6,9	4,55	2,8	2,0	0,3	23	-
1,39	7,3	-	4,6	4,6	0,72	44	-
0,081	0,31	0,34	0,23	0,22	0,035	2,15	-

жена в четвертичных базальтах рифтовой зоны: в базальтах северной ее части установлено 2,78 г/т La, 6,7 г/т Ce, 4,58 г/т Nb, 0,112% K, а в базальтах южной части рифта значительно больше не только редкометаллических элементов (26,3 г/т La, 61,7 г/т Ce, 38,7 г/т Nd), но и калия (0,68% K). Аналогичная количественная взаимосвязь между PЗЭ и калием есть и в кислых эффузивах. В риолите (проба 11918) из северной части рифта определено 16 г/т La, 44 г/т Ce, 36,4 г/т Nd и 2,28% K, а в риолите (проба 12658) из южной части рифта гораздо больше не только PЗЭ (165 г/т La, 342 г/т Ce, 165 г/т Nd), но и калия (3,58% K).

В кислых эффузивах концентрация PЗЭ значительно выше (в риолито-дацитах - 36,6 г/т La, 69,2-79,6 г/т Ce, 36,5-42,9 г/т Nd, в риолитах - 32,1-54,32 г/т La, 71,6-115,47 г/т Ce, 42,2-60,6 г/т Nd) по сравнению с основными эффузивами (в третичных платобазальтах - 11,8 г/т La, 27,8 г/т Ce, 17,5 г/т Nd, четвертичных - 5,4 г/т La, 11,65 г/т Ce, 8,8 г/т Nd). В риолитах среднее содержание лантана, церия и неодимия около 192 г/т, а в базальтах - около 54 г/т.

В эффузивной серии пород (базальты - андезиты - риолиты) наблюдается постепенное увеличение PЗЭ, причем для цериевой подгруппы оно проявлено в большей степени по сравнению с элементами иттриевой подгруппы. Например, содержание лантана от базальта (11,65 г/т) к риолиту (43,21 г/т) увеличивается в 3,7 раза, церия (соответственно 26,9 и 98,5 г/т) - в 3,7 раза, неодимия (соответственно 16,5 и 50,6 г/т) - 3,2 раза, а гадолиния (соответственно 5,78 и 11,35 г/т) - всего лишь в 2,3 раза.

Дайки долерито-базальтового состава восточной части Исландии по содержанию PЗЭ (11,7 г/т La, 27,3 г/т Ce, 18,2 г/т Nd) практически не отли-

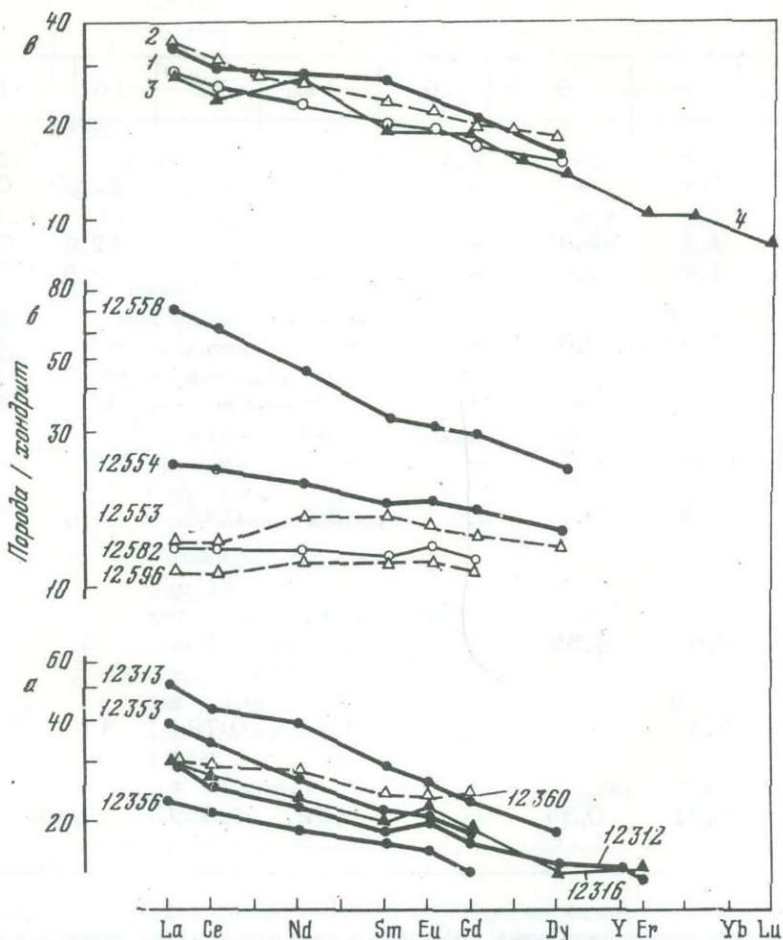


Рис. 16. Распределение РЗЭ в третичных платобазальтах Исландии, нормализованное к среднему в хондритах (по оси ординат дано отношение концентраций РЗЭ в породе к содержанию РЗЭ в хондритах)

*a* - восточная часть Исландии; *б* - северо-западная часть; *в* - средние значения для базальтов разных районов: 1, 2 - восточной части Исландии (1 - дайки долерито-базальта, 2 - платобазальты); 3 - северо-западной (платобазальты); 4 - среднее из 11 анализов одного потока базальта восточной части Исландии (Haskin a.o., 1971). Цифры - номера образцов

чаются от платобазальтов того же района (12,2 г/т La, 28,7 г/т Ce, 17,7 г/т Nd).

В габбро РЗЭ (2,6 г/т La, 6,4 г/т Ce, 3,55 г/т Nd) намного меньше, чем в платобазальтах.

Из рис. 16, *a* следует, что составы платобазальтов по соотношению отдельных элементов РЗЭ очень близки. На рис. 16, *б* базальт (обр. 12 558), обогащенный щелочами, несколько отличается от других. Как уже отмечалось выше, базальты, богатые щелочами, содержат больше и редкоземельных элементов (особенно цериевой группы).

Средние составы третичных базальтов восточной и северо-западной частей Исландии аналогичны (рис. 16, *в*) и они сопоставимы с литературными данными (Haskin a.o., 1971).

Составы четвертичных базальтов, в отличие от третичных, значительно варьируют (рис. 17). Верхняя кривая отражает состав щелочного базальта, который содержит много РЗЭ, а нижняя кривая - состав толеитового базальта, бедного щелочами.

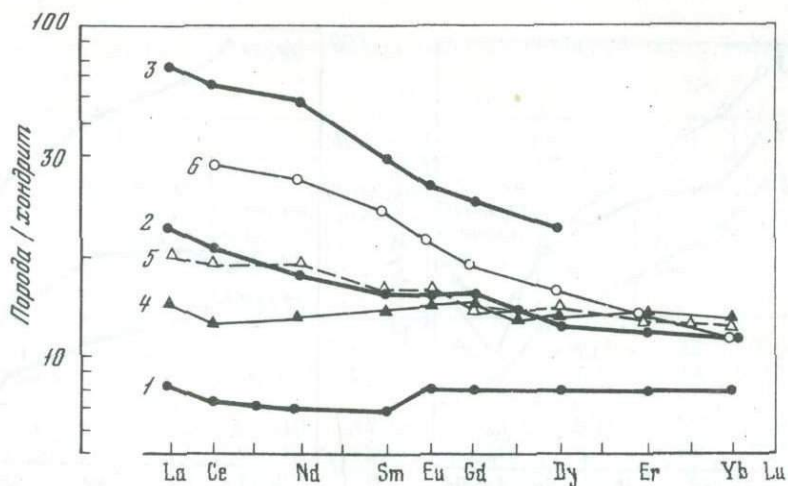


Рис. 17. Распределение РЗЭ в четвертичных базальтах Исландии  
 1-5 - средние значения: 1 - для северной части рифтовой зоны, 2 - для центральной части, 3 - для южной части, 4 - для юго-западной части Исландии, 5 - из 5 анализов толеитов (Shimokawa, Masuda, 1972); 6 - щелочной базальт о-ва Хеймаэй (O'Nions a.o., 1973)

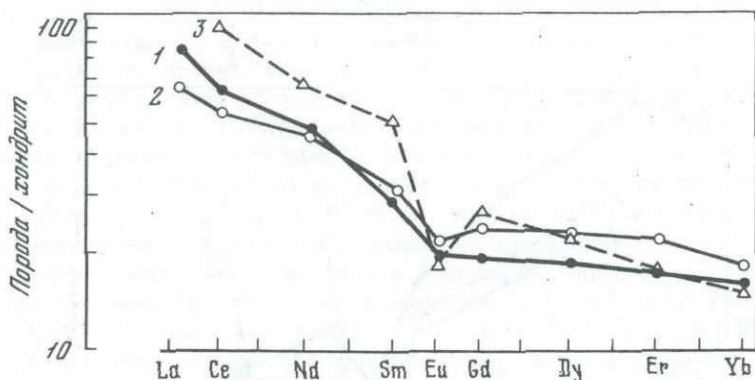


Рис. 18. Распределение РЗЭ в андезито-базальтах и андезитах  
 1,2 - средние значения: 1 - для андезито-базальтов, 2 - для андезитов; 3 - исландит, Торвайёкудль (O'Nions, Grønvold, 1973)

На рис. 18 представлены средние составы андезито-базальтов и андезитов. Они аналогичны и показывают небольшой дефицит европия, который еще резче выражен на кривых, отображающих составы риолито-дацитов и риолитов рифтовой зоны (рис. 19-21).

Дефицит европия в кислых эффузивах по сравнению с основными обусловлен фракционированием плагиоклазов. При кристаллизации плагиоклазов европий избирательно накапливается в породах ранних этапов кристаллизации. Вследствие этого относительное содержание данного элемента в расплаве уменьшается существенно.

В серии эффузивных пород Исландии дефицит европия увеличивается от андезита к риолиту. Этот факт указывает на генетическую связь основных эффузивов с кислыми, на формирование серий пород базальты - андезиты - риолиты в результате кристаллизационной дифференциации.

Для эффузивных пород были выполнены определения иттрия эмиссионным спектральным методом (Герасимовский, Лактионова, Гриневская, 1975). Они показали, что концентрация иттрия постепенно увеличивается в ряду основные-кислые эффузивы: в базальте его около 32,6 г/т, андезито-базальтах - 50,

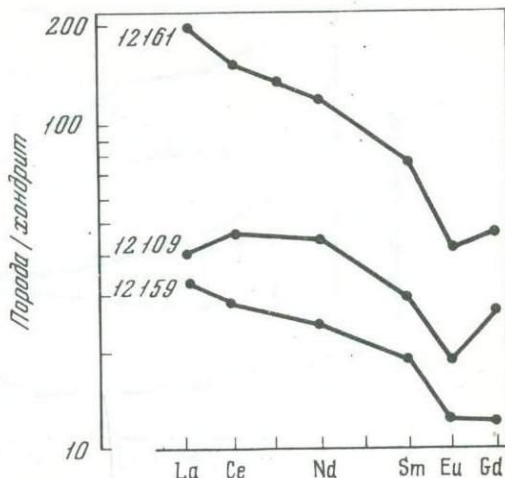
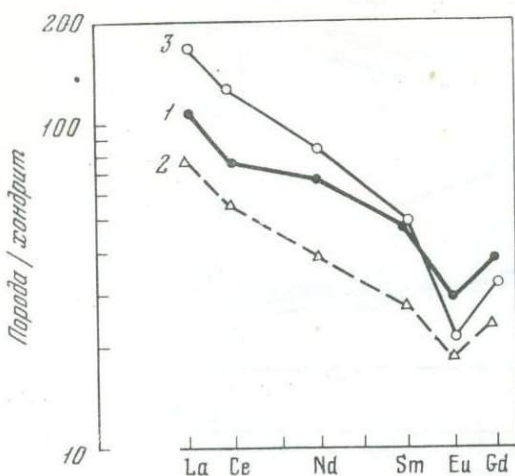


Рис. 19. Распределение РЗЭ в риолито-дацитах (среднее)

1 - восточной части Исландии; 2 - северной и 3 - южной частей рифтовой зоны

Рис. 20. Распределение РЗЭ в третичных риолитах восточной части Исландии

Цифры - номера образцов

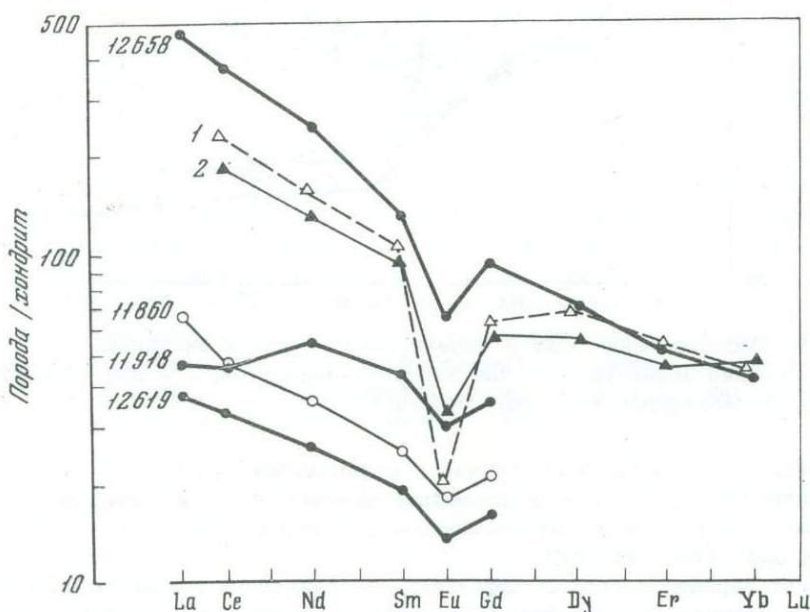


Рис. 21. Распределение РЗЭ в четвертичных риолитах восточной части рифтовой зоны

1 - Торвайёкудль; 2 - Кедлинггарфьёдль (O'Nions, Grønvald, 1973). Цифры - номера образцов

андезите - 71, даците - 82, риолито-даците - 97 и риолите - 109,4 г/т. В небольшом объеме этим методом произведено определение лантана и иттербия в эффузивных породах северной части рифтовой зоны (табл. 26), которое показало, что их концентрация постепенно возрастает от базальта (7,6 г/т La, 4,7 г/т Yb) к риолиту (49 г/т La, 9 г/т Yb). Содержание лантана увеличивается в

Таблица 26

Содержание La, Yb и Y в эффузивных породах северной части рифтовой зоны (в г/т)

Порода	Число анализов	La		Yb		Y	La/Yb	La/Y
		Пределы колебаний	Среднее содержание	Пределы колебаний	Среднее содержание	Среднее содержание		
Базальты	6	5-9	7,6	3-6	4,7	28	1,62	0,27
Андезиты-базальты	3	20-21	21	5-6	5,3	44	3,96	0,48
Андезиты-дациты	2	35-40	37,5	5,8-8	6,9	52	5,42	0,72
Риолиты-дациты	4	44-49	46	8-10	9,0	83	5,11	0,55
Риолиты	6	45-53	49	8-10	9,0	96	5,33	0,51
Обсидианы	3	58-72	63	8-13	10,0	119	6,30	0,56

большей степени, чем иттербия и иттрия, как это следует из величины отношений La/Yb и La/Y. В кислых эффузивах Исландии, по нашим данным, иттрия больше, чем это известно из литературы (40-70 г/т) (Gibson, 1969; Carmichael, McDonald, 1961).

Концентрация иттрия в породообразующих минералах низкая: в оливине - 2,2-6,7, плагиоклазе - 2,0-7,6 и кварце - 4 г/т, лишь в пироксенах она выше: 9,6-20 г/т. Иттрий, вероятно, связан в породах не только с породообразующими минералами, но и с аксессуарными, в которых он не определялся.

Базальты Исландии по содержанию РЗЭ несколько отличаются от базальтов Срединно-Атлантического хребта (см. табл. 25). В последних меньше элементов цериевой группы, но по элементам иттриевой группы они различаются незначительно (Schilling, 1975). Более высокая концентрация элементов цериевой группы в базальтах Исландии по сравнению с базальтами Срединно-Атлантического хребта находится в соответствии с различным содержанием в них щелочей. В первых калия значительно больше (0,39%), чем во вторых (0,166%) (Дмитриев, 1973). Известно, что в щелочных базальтах по сравнению с толеитовыми наблюдается более высокая концентрация элементов цериевой группы. В качестве примера можно привести базальты Восточно-Африканской рифтовой зоны (Герасимовский, Балашов и др., 1972) или средние значения величин РЗЭ для щелочных базальтов (см. табл. 25) (Балашов, 1976).

Сопоставление кислых эффузивов Исландии с аналогичными породами других регионов по концентрации в них РЗЭ затруднено, поскольку в литературе мало данных, они, исключая иттрий, аналогичны среднему составу риолитов (см. табл. 25), приведенному в работе (Haskin a.o., 1968).

**Выводы.** 1. Концентрация РЗЭ значительно варьирует в эффузивной серии пород (базальты - андезиты - риолиты). Наиболее высокие их концентрации в одном и том же типе пород характерны для тех разновидностей, которые наиболее обогащены щелочами (калием).

2. По содержанию отдельных РЗЭ третичные платобазальты очень близки, а четвертичные базальты разных районов резко различны.

3. Кислые эффузивы по сравнению с основным значительно богаче РЗЭ. От базальта к риолиту происходит постепенное увеличение концентраций отдельных РЗЭ, причем в большей степени для элементов цериевой группы.

4. В серии эффузивных пород Исландии дефицит европия увеличивается от базальта к риолиту. Это указывает на генетическую связь основных и кислых эффузивов, на формирование серии пород базальты - андезиты - риолиты в результате кристаллизационной дифференциации.

Имеется много данных о содержании титана в породах Исландии, поскольку он определялся при выполнении всех силикатных анализов. Его концентрации сильно варьирует в одном и том же типе пород. Например, в четвертичных базальтах северной части рифтовой зоны установлено 0,26 – 2,01% (Sigvaldason, 1974), а в третичных базальтах восточной Исландии – 1,0 – 2,32% Ti (Carmichael, 1964).

Результаты наших исследований (Герасимовский, Карпушина, 1974) по выяснению закономерности распределения титана в породах Исландии приведены в табл. 27.

Титан определялся колориметрическим методом с применением перекиси водорода (Пономарев, 1961). Цифры, помещенные в таблице, показывают, что содержание титана в эффузивных породах Исландии варьирует в широких пределах (0,08–2,65%), поскольку породы очень разнообразны по составу. В одном и том же типе пород концентрация титана также неодинакова. Например, в базальтах она колеблется от 0,42 до 2,65%. Третичные платобазальты восточной части Исландии обогащены титаном в большей мере (0,66–2,65%), чем третичные платобазальты северо-запада Исландии (0,63–1,7%).

Минимальная концентрация титана в базальтах установлена в северной части рифтовой зоны – в районе Тейстарейкир (0,53%). Она даже ниже, чем в базальтах Срединно-Атлантического хребта (0,84%) (Дмитриев, 1973). Максимально обогащены титаном щелочные базальты, развитые в районе п-ова Снайфедльснес (1,00–2,14%), в некоторых участках южной части Восточного рифта (до 2,80%, вулкан Гекла) и на о-ве Хеймаэй (1,84%).

Более высокое содержание титана в базальтах, обогащенных щелочами, особенно калием, можно продемонстрировать и на других районах. В одном из участков северной части рифта титан был определен в девяти образцах базальта, причем в четырех из них калия содержится меньше 0,1%  $K_2O$  (среднее – 0,074%  $K_2O$  и 1,73%  $Na_2O$ ), а в пяти пробах – больше 0,1%  $K_2O$  (среднее – 0,31%  $K_2O$  и 2,51%  $Na_2O$ ). Среднее содержание титана в них было соответственно 0,54 и 1,32%.

По литературным данным также известно, что в щелочных базальтах его больше (1,50%), чем в толеитовых (0,96%) (Manson, 1967).

В составе базальтовых и долеритовых даек восточной Исландии титана несколько больше (1,81%) по сравнению с вмещающими их платобазальтами (1,66%).

Среднее содержание его в базальтах Исландии составляет 1,49% (среднее из 66 анализов); оно значительно выше, чем в среднем составе базальтов Срединно-Атлантического хребта (0,84%) (Дмитриев, 1973) и близко к данным В.А. Кутолина (1972) для базальтов континентальной оливин-базальтовой формации (1,23%).

В андезито-базальтах титана несколько меньше (среднее – 1,15% из 11 анализов), чем в базальтах, а в андезитах – еще меньше (среднее – 0,92% из 6 анализов).

В кислых эффузивных породах Исландии его концентрация уменьшается с увеличением количества  $SiO_2$ . Она максимальна в дацитах (0,44% Ti, среднее из 4 анализов) и минимальна в риолитах (0,16%  $TiO_2$ , среднее из 22 анализов). Обсидианы и пемзы кислого состава по содержанию титана не отличаются от кислых пород (дацитов, риолито-дацитов и риолитов) аналогичного состава.

Количество титана в кислых эффузивных породах варьирует значительно: в риолито-дацитах – от 0,08 до 0,62% (среднее – 0,23% из 21 анализа), риолитах – от 0,09 до 0,23% (среднее – 0,16% из 22 анализов). Аналогичные данные получены и другими исследователями. В среднем составе кислых пород Исландии (включая риолиты, обсидианы и гранофиры) установлено 0,18% Ti (среднее из 58 анализов) (Walker, 1966), а в риолитах западной и южной Исландии – 0,14% Ti (среднее из 8 анализов) (Sigurdsson, 1971).

Концентрация титана в риолитах Исландии такая же, как в риолитах других регионов. Например, в риолитах Новой Зеландии установлено 0,17% Ti (Ewart, Shipp, 1968), Чилийских Анд — 0,10 и 0,16% (Pichler, Zeil, 1972), Камчатки — 0,10 и 0,16% (Эрлих, 1973), Армении — 0,09% (Карапетян, 1972).

В габбро содержание титана колеблется от 0,65 до 2,02% (среднее — 1,12% из 8 определений), т.е. оно несколько меньше, чем в базальтах (1,49%). В.А. Кутолин (1972) и А.А. Беус (1972), сопоставляя по составу базальты и габброиды различных регионов мира, отмечают, что последние содержат меньше титана.

По данным А.А. Беуса (1972), в среднем составе габбро по 45 регионам земного шара содержится 0,68% Ti, а в платформенных базальтах, долеритах и диабазах по 23 регионам — 0,90% и в базальтах по 25 геосинклинальным регионам — 1%.

В гранофирах имеется 0,09–0,23% Ti. Такие колебания обусловлены их неодинаковым составом. По количеству титана они аналогичны кислым эффузивам ряда дацит — риолито-дацит — риолит. Например, в гранофире дацитового состава (восточная Исландия) установлено 0,29% Ti, риолито-дацитового состава — 0,19% и риолитового состава — 0,11%.

Геохимия титана в магматическом процессе изучена еще недостаточно. Известно, что ранние (основные породы) продукты магматической дифференциации значительно богаче титаном, чем более поздние (средние породы) и конечные (кислые породы). В этом ряду происходит уменьшение концентрации титана и одновременно увеличение содержания кремнезема и щелочей. Такая глобальная закономерность не всегда проявляется при образовании отдельных типов пород из того или другого расплава. Например, в базальтовой серии пород щелочные их разновидности богаче не только щелочами (Na и K), но и титаном. Этот факт не согласуется с общей геохимической закономерностью в распределении титана в магматическом процессе. Причины повышенной концентрации титана в щелочных базальтах, вероятно, следует искать в условиях выщелачивания или эволюции базальтового расплава. При его кристаллизации происходит формирование таких минералов, как оливин, пироксен, основной плагиоклаз. Изоморфное вхождение щелочей в кристаллические структуры этих минералов малоблагоприятно. В расплаве происходит накопление не только щелочей, но, вероятно, и титана, что приводит к появлению остаточных расплавов, обогащенных одновременно не только натрием и калием, но и титаном. Его содержание в породообразующих минералах варьирует значительно (см. табл. 22). Наиболее обогащены титаном пироксены (0,14–0,95%) и амфибол (1,6%). Мало его в оливинах (0,08–0,11%), еще меньше в плагиоклазах (0,019–0,035%), K-Na полевых шпатах (0,016–0,049%) и кварцах (0,016–0,59%). Эти данные не позволяют объяснить высокую концентрацию титана в породах Исландии. Значительная часть его, вероятно, связана с окислами титана. Например, в составе магнетита из андезито-базальта вулкана Гекла установлено 13,44–14,99%, а в ильмените — 28,67% TiO<sub>2</sub> (Zaldrige a.o., 1973).

**Выводы.** 1. Ранние продукты магматической дифференциации по сравнению с более поздними, содержащими больше SiO<sub>2</sub>, богаче титаном. В ряду пород базальт — андезито-базальт — андезит — дацит — риолито-дацит — риолит наблюдается постепенное уменьшение его содержания.

2. Концентрация титана значительно варьирует во всех типах пород: в базальтах — от 0,42 до 2,65, риолитах — от 0,09 до 0,23%. Это характерно и для пород одного и того же района.

3. Базальты, обогащенные титаном, обычно имеют в своем составе больше и щелочей.

4. Среднее содержание титана в базальтах Исландии выше, чем в базальтах Срединно-Атлантического хребта, и сходно с базальтами континентальной оливино-базальтовой формации. Кислые эффузивы (риолито-дациты и риолиты) Исландии по концентрации в них титана аналогичны таковым других регионов.

5. Гранофиры Исландии по содержанию титана не отличаются от кислых эффузивов, а в габбро титана меньше, чем в базальтах.



Данные о содержании циркония в породах Исландии более многочисленны, чем о ниобии, а сведения о гафнии и тантале приведены лишь для базальта (Thompson a.o., 1972): 3,3 г/т Hf и 0,83 г/т Ta (среднее из трех анализов). В среднем составе третичных базальтов установлено 200, четвертичных - 180 г/т Zr (Ефремова, Мартынова, 1973). В четвертичных базальтах различных регионов Исландии имеется 51-290 г/т Zr (Robson, Spector, 1962; Heir a.o., 1966; Sigurdsson, 1970; Sigvaldason, 1973). Для андезито-базальтов приводятся следующие цифры: 310-440 г/т Zr (Sigurdsson, 1970; Sigvaldason, 1973), исландитов - 500-600, риолито-дацитов - 720-750, риолитов - 550-1000 (Sigurdsson, 1970) и обсидианов - 130-825 г/т Zr (Carmichael, McDonald, 1961; Sigurdsson, 1968b; Gibson, 1969).

В среднем составе третичных базальтов определено 20 г/т Nb, четвертичных - 14 (Ефремова, Мартынова, 1973), в риолите - 26 и обсидиане - 24 г/т Nb (Gibson, 1969).

Результаты наших исследований по определению циркония и ниобия в магматических породах Исландии приведены в табл. 27.

Определение циркония выполнено фотометрическим методом с арсеназо III. Чувствительность метода  $n \cdot 10^{-3}\%$ , относительная ошибка  $\sim 5\%$ . Ниобий определялся роданидным методом, основанным на взаимодействии ниобия с роданистоводородной кислотой в солянокислом растворе. Образующееся при этом комплексное соединение - ниобийоксороданид  $\text{HNbO}(\text{SCN})_4$  - экстрагировалось из раствора эфиром. Точность метода  $\pm 6\%$ , чувствительность  $n \cdot 10^{-4}\%$  (Алимарин, Подвальная, 1946).

Данные, приведенные в табл. 27, свидетельствуют о значительных колебаниях концентрации циркония и ниобия в породах Исландии. Наблюдается постепенное увеличение содержаний названных элементов в серии пород основные-кислые: в базальтах установлено около 166 г/т Zr и 17,5 г/т Nb, андезито-базальтах - 300 г/т Zr и 39 г/т Nb, андезитах - 420 г/т Zr и 59 г/т Nb, дацитах - 518 г/т Zr и 66 г/т Nb, риолито-дацитах - 584 г/т Zr и 71 г/т Nb, риолитах - 620 г/т Zr и 73 г/т Nb.

Имеются значительные колебания содержаний циркония и ниобия в одном и том же типе пород. Например, в базальтах 53-290 г/т Zr и 2-77 г/т Nb, в риолитах соответственно 320-1550 г/т Zr и 30-130 г/т Nb. Причина этого - неодинаковый состав пород одного и того же типа. Наиболее обогащены цирконием и ниобием щелочные их разновидности.

В типично толеитовых разновидностях базальта района Терстарейкир (1,30% Na, 0,075% K) содержание циркония составляет 58 г/т, а ниобия 3,1 г/т, оно значительно ниже, чем в щелочных базальтах о-ва Хеймаэй (3,30% Na, 0,82% K) - 287 г/т Zr, 30 г/т Nb и п-ова Снайфедльснес (2,02% Na, 0,88% K) - 200 г/т Zr, 56 г/т Nb.

В базальтах ниобий тесно ассоциирует с титаном. В третичных платобазальтах востока Исландии с низким содержанием ниобия - 7,7 г/т (среднее из трех анализов) - имеется мало титана (1,08%) и калия (0,24%), а с высоким - 22 г/т Nb (среднее из трех анализов) - больше титана (2,11%) и калия (0,47%). Аналогичная взаимосвязь прослеживается и по другим районам Исландии. Например, в базальтах Терстарейкир меньше не только ниобия (3,1 г/т), но также титана (0,525%) и калия (0,075%), тогда как в базальтах о-ва Хеймаэй этих элементов больше (30 г/т Nb, 3,30% Ti и 0,82% K).

Высокая концентрация циркония и ниобия установлена и в щелочных (2,42% Na, 1,12% K) базальтах рифтовых зон Восточной Африки - 300 г/т Zr и 57 г/т Nb (Герасимовский, Поляков, 1974).

М.Принц (Prinz, 1967) также отмечает, что в среднем составе щелочных базальтов циркония несколько больше (138 г/т) по сравнению с толеитовыми базальтами (108 г/т).

В кислых эффузивах отмеченная выше закономерность - увеличение концентрации циркония и ниобия в наиболее щелочных разновидностях - также

Таблица 27

Содержание Zr, Nb (в г/т) и Ti (в %) в эффузивных породах Исландии

Порода, ее возраст и место взятия	Zr			Nb			Ti			Ti/Nb
	Число анализов	Пределы колебаний	Среднее содержание	Число анализов	Пределы колебаний	Среднее содержание	Число анализов	Пределы колебаний	Среднее содержание	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Платобазальты, N <sub>1-2</sub>										
Восточная часть Исландии	8	60-220	163	18	5,3-28	15,4	17	0,66-2,65	1,66	
Северо-западная часть Исландии	5	100-290	162	5	3,9-7,7	6,2	5	0,63-1,70	1,16	
Западная часть Исландии	-	-	-	5	6,2-28	15,4	5	0,99-1,72	1,33	
Северная часть Исландии	2	78-230	154	-	-	-	-	-	-	
Среднее	15	60-290	161	28	3,9-28	13,8	27	0,63-2,65	1,52	
Базальты вулканов центрального типа, N <sub>1-2</sub>										
Восточная часть Исландии	3	210-290	247	7	7-46	21	7	0,55-2,05	1,67	
Сетберг	-	-	-	4	18-59	33	3	1,27-2,34	1,63	
Среднее	3	210-290	247	11	7-59	25	10	0,55-2,34	1,66	
Долерито-базальты (дайки), N <sub>1-2</sub>										
Габбро	5	130-380	224	8	6-42	21	5	1,03-2,14	1,81	
Вулканы центрального типа	4	39-160	96	6	1,4-18	9,1	7	0,65-2,02	1,60	
Андезито-базальты	4	100-470	272	8	7,7-54	39	7	0,81-1,61	1,13	
Андезиты	3	180-480	337	4	42-70	60	5	0,45-1,19	0,95	

Таблица 27 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Андезиты-дациты	1	-	260	3	16-90	48	2	0,56-0,79	0,67	
Дациты	1	-	200	2	42-90	66	2	0,46-0,56	0,52	
Риолито-дациты	2	490-500	495	8	27-70	52	8	0,13-0,26	0,20	
Риолиты	3	320-420	380	16	30-130	81	13	0,09-0,26	0,15	
Гранофиры	3	570-1000	857	11	28-100	51	9	0,14-0,34	0,21	
Базальты, $Q_{1-4}$										
Северная часть Исландии ( $Q_{1-3}$ )	1	-	230	2	6,3-23,С	14,6	2	1,93-2,14	2,03	
Северная часть рифта ( $Q_{1-3}$ )	3	150-170	150	6	7,7-15	10	6	1,10-1,37	1,25	
Северная часть рифта, Тер- старейкир ( $Q_4$ )	3	45-70	58	4	2,0-5,2	3,1	2	0,53-0,54	0,53	
То же, Миватн	1	-	90	3	2,8-6,6	4,9	2	0,74-1,10	0,92	
Центральная часть рифта, Аскья ( $Q_{1-4}$ )	2	200-240	220	2	19-19	19	2	1,61-1,84	1,72	
Центральная часть рифта ( $Q_4$ )	1	-	160	1	-	13	1	-	1,66	
То же ( $Q_{1-3}$ )	2	72-150	111	6	4,3-18	13,5	6	0,89-2,06	1,26	
Юго-западная часть рифта, Рейкьянес ( $Q_4$ )	2	110-140	125	3	3,5-5,6	4,3	2	0,68-1,15	0,92	
Южная часть рифта, Гекла ( $Q_4$ )	1	-	260	2	18-32	25	1	-	2,80	
То же, Торвайёкудль	1	-	170	2	26-40	33	-	-	-	
" о-в Хеймаэй ( $Q_4$ )	3	260-310	287	5	28-35	30	4	1,45-2,00	1,84	
" п-ов Снайфелльснес ( $Q_4$ )	1	-	200	2	35-77	56	3	1,60-2,14	1,68	
Сетберг ( $Q_{1-3}$ )	2	105-270	188	4	7,5-38	23	3	0,88-1,88	1,30	
Среднее	23	45-310	169	42	2,0-77	18	34	0,42-2,14	1,41	

Андезито-базальты (Q <sub>1-4</sub> )									
Северная часть рифта	1	-	220	1	-	22	1	-	1,73
Южная часть рифта (район Геклы)	1	-	380	2	17-33	25	2	0,85-1,28	1,06
То же	3	280-410	360	1	-	25	1	-	0,90
П-ов Снайфедльснес (Сетберг)									
Среднее	5	280-410	336	5	17-100	39	5	0,85-1,73	1,12
Андезиты, Q <sub>4</sub>									
Южная часть рифта	1	-	460	1	-	56	1	-	0,76
Снайфедльснес	1	-	630	-	-	-	-	-	-
Среднее	2	460-630	545	1	-	56	1	-	0,76
Андезито-дациты, Q <sub>1-4</sub>									
Дациты, Q <sub>1-4</sub>	3	580-680	630	3	30-91	56	2	0,37-0,47	0,42
Риолито-дациты, Q <sub>1-4</sub>									
Восток Исландии	-	-	-	1	-	56	1	-	0,16
Северная часть рифта	1	-	440	1	-	52	2	0,14-0,22	0,18
Центральная и юго-западная часть рифта	3	350-440	398	4	21-100	56	5	0,08-0,62	0,37
Южная часть рифта	4	580-910	805	4	60-100	81	5	0,12-0,22	0,17
Снайфедльснес	-	-	-	1	-	210	-	-	-
Среднее (риолито-дациты)	8	350-910	607	11	12-210	79	13	0,08-0,62	0,25
Риолиты, Q <sub>1-4</sub>									
Северная часть рифта	3	390-620	500	4	48-57	53	4	0,16-0,23	0,19
Центральная часть рифта	2	400-450	425	3	46-56	52	2	0,11-0,12	0,11
Южная часть рифта	2	1400-1550	1475	2	32-170	101	-	-	-

Таблица 27 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Юго-западная часть рифта	-	-	-	1	-	52	1	-	0,19	
Юго-восточная часть Исландии	1	-	370	1	-	60	2	0,16-0,19	0,17	
Среднее	8	370-1550	709	11	32-170	62	9	0,11-0,23	0,17	
Базальты, $N_{1-2}$	15	60-290	161	39	3,9-59	17	37	0,55-2,65	1,55	
" $Q_{1-4}$	23	45-310	169	42	2,0-77	18	29	0,42-2,14	1,41	
Среднее	38	53-290	166	81	2,0-77	17,5	66	0,42-2,65	1,49	850
Андезито-базальты, $N_{1-2}$	4	100-470	272	8	7,7-54	39	7	0,81-1,61	1,13	
То же, $Q_{1-4}$	5	220-410	336	5	17-100	39	5	0,85-1,73	1,12	
Среднее	9	100-470	300	13	7,7-100	39	12	0,81-1,73	1,13	300
Андезиты, $N_{1-2}$	3	180-480	337	4	42-70	60	5	0,45-1,19	0,95	
" $Q_{1-4}$	2	460-630	545	1	-	56	1	-	0,76	
Среднее	5	180-630	420	5	42-100	59	6	0,45-1,19	0,92	156
Дацилы, $N_{1-2}$	1	-	200	2	42-90	66	2	0,46-0,56	0,51	
" $Q_{1-4}$	3	580-680	630	3	30-91	56	2	0,37-0,47	0,42	
Среднее	4	200-680	518	5	30-91	60	4	0,37-0,56	0,47	78
Риолито-дациты, $N_{1-2}$	2	490-500	495	9	27-140	62	8	0,13-0,26	0,20	
То же, $Q_{1-4}$	8	350-910	607	11	12-210	79	13	0,08-0,62	0,25	
Среднее	10	350-910	584	20	12-210	71	21	0,08-0,62	0,23	32
Риолиты, $N_{1-2}$	3	320-420	380	16	30-130	81	13	0,09-0,15	0,15	
" $Q_{1-4}$	8	370-1550	709	11	32-170	62	9	0,11-0,23	0,17	
Среднее	11	320-1550	620	27	30-130	73	22	0,09-0,23	0,16	22

Таблица 28

Оценка выборочных коэффициентов корреляции содержания Nb, Ti, K и Na в эффузивных породах Исландии\*

Коррелируемые элементы	R	r	n	Коррелируемые элементы	R	r	n
Nb-Ti	-0,49	0,15	156	Ti - K	-0,73	0,15	156
Nb - K	0,79	0,15	156	Ti - Na	0,08	0,15	156
Nb - Na	0,00	0,15	156	K - Na	-0,01	0,15	156

\* Здесь и в следующих аналогичных таблицах: R - коэффициент корреляции; r - критическое значение коэффициента корреляции; n - число анализов.

четко проявлена. Например, в риолите из северной части рифта определено 620 г/т Zr и 53 г/т Nb, а в риолите из южной его части - 1400 г/т Zr и 101 г/т Nb. Риолиты южной части рифта содержат больше щелочей (3,85% Na, 3,46% K), чем северной (3,21% Na, 2,23% K). Третичные породы в сопоставлении с четвертичными в большинстве случаев имеют в своем составе меньше циркония, а в отношении ниобия эта закономерность не наблюдается.

В габбро циркония (26 г/т) и ниобия (9,1 г/т) меньше, чем в среднем составе базальтов Исландии (166 г/т Zr и 17,5 г/т Nb), но больше по сравнению с толеитовыми базальтами района Терстарейкир (58 г/т Zr и 3,1 г/т Nb); в гранофирах больше циркония (857 г/т), но меньше ниобия (51 г/т), чем в кислых эффузивах.

Самостоятельные минералы циркония и ниобия в Исландии не обнаружены. Эти элементы в магматических породах обычно находятся в рассеянном состоянии. В основных и кислых породах из циркониевых минералов встречается лишь аксессуарный циркон. Для магматических пород (исключая щелочные) минералы ниобия не характерны. Ниобий, как известно, в породах тесно связан с титаном, изоморфно его замещая в титансодержащих минералах ( $Nb^{5+} = 0,66 \text{ \AA}$ ;  $Ti^{4+} = 0,64 \text{ \AA}$ ).

Положительной корреляции между ниобием и титаном, несмотря на их кристаллохимическое сходство, в эффузивных породах Исландии не устанавливается (табл. 28).

Это следует также из цифр величин отношения Ti/Nb. Для базальтов она около 850, андезитов-базальтов - 300, андезитов - 156, дацитов - 78, риолитов-дацитов - 38, риолитов - 22. Для интрузивных пород - габбро и гранофилов - величины титано-ниобиевого и ниобиево-танталового отношений аналогичны таковым в их эффузивных аналогах: для габбро - около 1000, гранофилов - 39. Эффузивные породы Исландии характеризуются положительной корреляцией между ниобием и калием и отрицательной - между титаном и калием.

Повышение концентраций циркония и ниобия в эффузивной серии пород от основных к кислым - факт общеизвестный; в этом же направлении происходит уменьшение содержания титана, железа, магния и кальция, но увеличение - щелочей. Напрашивается вывод, что геохимическая история циркония и ниобия тесно связана со щелочами, способствующими удержанию их в расплаве в процессе эволюции последнего. Расплав, из которого формируются кислые эффузивы, в основном состоит из кремнезема, алюминия и щелочей. Изоморфное замещение названных элементов цирконием и ниобием маловероятно. Это обстоятельство способствует образованию в кислых эффузивах аксессуарного минерала - циркона. Образование минералов ниобия затруднено, поскольку его концентрация в расплаве очень мала, обычно она на порядок ниже, чем для циркония.

Сопоставление данных по концентрации циркония и ниобия в эффузивных породах Исландии с аналогичными породами других регионов не всегда возможно, особенно по цирконию, поскольку цифрового материала в литературе еще мало.

Таблица 29

Содержание Hf, Ta, Zr, Nb, Ti, K и Na в базальтах Исландии (Ti, K и

Образец	Порода, ее возраст и место взятия	Hf	Ta
12 305	Базальт, N <sub>1</sub>		
	Восточная часть Исландии	2,40±0,4	0,59±0,03
12 345	То же	1,10±0,3	0,37±0,02
12 559	Северо-западная часть Исландии	2,10±0,4	0,74±0,04
11 907	Базальт, Q <sub>4</sub>		
	Северная часть рифта	0,70±0,3	0,13±0,01
12 494	Юго-западная часть рифта	1,20±0,3	0,31±0,02
12 441	О-в Хеймаэй	6,00±0,5	1,97±1,00
11 962	Габбро, северная часть рифта	1,00±0,3	0,64±0,03

В базальтах Срединно-Атлантического хребта циркония и ниобия меньше, чем в среднем составе базальтов Исландии. В базальтах Срединно-Атлантического хребта концентрация циркония варьирует от 35 до 160 г/т (Engel a.o., 1965; Melson a.o., 1968; Brooks, 1970; Thompson a.o., 1972), а ниобия - от 8 до 25 г/т (Erlank, Kable, 1976). Концентрация циркония и ниобия в базальтах изменяется значительно (Pearce, Cann, 1973). Она минимальна в базальтах островных дуг (52 г/т Zr и 1,5 г/т Ta), в толеитовых базальтах океанических островов она выше (120 г/т Zr и 5 г/т Nb) и наибольшая в базальтах океанических островов (215 г/т Zr и 32 г/т Nb) и континентов (215 г/т Zr и 20 г/т Nb).

В сводной работе (Parker, Fleischer, 1968) приводятся следующие данные о содержании ниобия в главных типах магматических пород: габбро и базальты - 2,2-29 г/т, щелочные габбро и базальты - 20-113 г/т, риолито-дациты и обсидианы - 18-56 г/т, натриевые и щелочные риолиты - 30-260 г/т.

Нейтронно-активационным методом выполнено определение содержаний гафния и тантала (Герасимовский, Зайцев, 1976) в шести образцах базальта и в одном образце габбро. Полученные данные приведены в табл. 29; они показывают, что концентрация гафния в базальтах варьирует от 0,7 до 6,0 г/т, а тантала - от 0,13 до 1,97 г/т. Она максимальна в пробе (12441) щелочного базальта (0,795% K, 3,37% Na) - 6,0 г/т Hf и 1,97% Ta и минимальна в пробе (11907) толеитового базальта, бедного щелочами (0,062% K и 1,36% Na), - 0,7 г/т Hf и 0,13 г/т Ta. В табл. 29 приведены данные о содержании гафния и тантала в габбро из района Сетберг (Снайфедльснес). По этим элементам он близок к базальтам, бедным щелочами.

Базальты Исландии характеризуются близкими величинами отношения Hf/Zr - от 52 до 64. Эти величины сопоставимы с данными, полученными для базальтов Срединно-Атлантического хребта - 44 и 48 (Erlank, Kable, 1976).

Величины отношения Nb/Ta для базальтов Исландии варьируют в небольших пределах - от 11,1 до 14,9.

Аналогичные величины отмечаются для этих пород ряда регионов: для толеитов Тасмании Nb/Ta = 12 (Gottfried a.o., 1968), толеитовых базальтов Воронежской антеклизы - 14, щелочных оливиновых базальтов Витимского плоскогорья - 15, щелочных базальтов Маймеча-Котуйской провинции - 12, Волновахской зоны (Украина) - 12 (Лутц и др., 1974).

Цифры содержания гафния и тантала в базальтах Исландии сопоставимы с имеющимися данными по базальтам других регионов. В океанических базальтах Срединно-Атлантического хребта установлено 1,8 - 2,2 г/т Hf, хребта Карлсберг (Индийский океан) - 1,9 - 2,9 г/т; в породах Гавайских островов: в толеите - 3,3 г/т, щелочном оливиновом базальте - 2,9 г/т (Brooks,

Na в %, остальные в г/т)

	Zr	Nb	Ti	K	Na	Zr/Hf	Nb/Ta
130	8,2	1,11	0,26	1,81	54	13,9	
60	5,5	0,66	0,685	2,23	55	14,9	
-	8,2	1,15	0,19	1,90	-	11,1	
45	2	0,54	0,062	1,36	64	-	
64	3,5	0,68	0,088	2,00	53	11,3	
310	28,0	2,00	0,795	3,37	52	14,2	
-	7,8	0,63	0,027	1,71	-	12,2	

1970); в базальтах штата Невада (США) 0,11–3,32 г/т (Mark a.o., 1975); в основных породах Скергаардской интрузии 1,4 – 6,6 г/т (Brooks, 1969).

В толеитовых базальтах Воронежской антеклизы имеется 0,7 г/т (Гладких, 1971), трапах и базальтах Сибирской платформы – 0,46–0,48 г/т (Знаменский и др., 1965), базальтах, андезито-базальтах и андезитах Камчатки и Курильских островов – 0,2–0,9 г/т (Пополитов и др., 1976), базальтах штата Невада (США) – 0,204–0,585 г/т (Mark a.o., 1975) и толеитах Тасмании – 0,4 г/т Та (Gottfried a.o., 1968).

**Выводы.** 1. В эффузивной серии пород Исландии (базальты – андезиты – риолиты) наблюдается увеличение концентрации циркония и ниобия от основных пород к кислым.

2. Геохимия циркония и ниобия в основном определяется щелочами (калием). В щелочных базальтах по сравнению с толеитовыми и в кислых щелочных эффузивах в сопоставлении с нещелочными их разновидностями больше циркония и ниобия.

3. Между ниобием и титаном в серии пород базальты – андезиты – риолиты имеется отрицательная корреляция. Величины титано-ниобиевого отношения в этом ряду пород уменьшаются.

4. В базальтах геохимия ниобия определяется не только щелочами, но одновременно и титаном.

5. Гафния и тантала в толеитовых разновидностях базальта меньше, чем в базальтах, обогащенных щелочами.

6. Основные закономерности распределения циркония и ниобия, установленные для пород Исландии (большая концентрация в щелочных разновидностях пород и ее увеличение от основных к кислым) те же, что и для главных типов эффузивной серии пород (базальты – андезиты – риолиты) других регионов.

#### УРАН И ТОРИЙ<sup>1</sup>

Уран и торий являются типичными литофильными элементами с большими размерами ионных радиусов. Они заметно накапливаются в процессе кристаллизационной дифференциации в остаточных расплавах, обогащенных летучими щелочами и кремнеземом. Содержание радиоактивных элементов в первичных мантийных выплавках базальтового состава колеблется в широких пределах. Эти элементы относятся к группе некогерентных; обогащение ими базальтовых расплавов при плавлении мантийного субстрата происходит гораздо более интенсивно, чем главными петрогенными элементами. Намечается следующий ряд базальтов, соответствующих первичным мантийным выплавкам, с посте-

<sup>1</sup> Раздел написан А.И. Поляковым.



пенным обогащением ураном и торием: базальты срединно-океанических хребтов — толеиты океанических хребтов — толеиты океанических островов — толеиты платформ (трапсы) — щелочные оливиновые базальты континентов и океанических островов — щелочные базальтоиды. Для Исландии интересно рассмотреть распределение урана и тория в базальтах различного петрохимического типа, возникающих на разных стадиях рифтогенеза, в различных структурных участках рифтовой зоны, а также проследить поведение радиоактивных элементов в процессе дифференциации расплавов риолито-базальтовой ассоциации.

Определение содержаний радиоэлементов проводилось О.П.Соборновым (ГЕОХИ) на низкофономом спектрометре по методике, описанной ранее (Поляков, Соборнов, 1975). В бедных радиоактивными элементами базальтах уран определялся трековым методом (аналитик Л.Л. Кошкарлов, ГЕОХИ).

Данные по средним содержаниям урана и тория в различных группах пород Исландии приведены в табл. 30, содержание их в некоторых частных пробах было опубликовано ранее (Поляков, Соборнов, 1975). Всего было изучено содержание радиоактивных элементов более чем в 80 образцах пород. Результаты определений урана и тория в породах Исландии по литературным данным (Heier a.o., 1966; Welke a.o., 1968; Sun, Borning, Jahn, 1975) учитывались при выведении средних значений.

Наблюдаются широкие вариации содержаний радиоэлементов в вулканитах Исландии. Типичные платобазальты значительно различаются между собой по содержанию урана и тория, однако средние значения ( $U - 0,5 \cdot 10^{-4}\%$ ,  $Th - 1,9 \cdot 10^{-4}\%$ ) близки к цифрам, известным для типичных базальтовых континентальных формаций, таких, как трапсы Сибири (Золотарев, Семенов, 1970), базальты Тасмании и долериты Карру (Compston a.o., 1968).

По плиоценовым базальтам имеется мало данных, показывающих, что колебания содержаний здесь невелики. Эти породы несколько беднее радиоактивными элементами ( $U - 0,29 \cdot 10^{-4}\%$ ,  $Th - 0,7 \cdot 10^{-4}\%$ ), чем неогеновые платобазальты. Максимальные различия в содержании радиоактивных элементов обнаружены в постледниковых базальтах, где колебания имеют чрезвычайно широкие пределы ( $U - 0,036 - 1,5 \cdot 10^{-4}\%$ ,  $Th < 0,2 - 3,5 \cdot 10^{-4}\%$ ). Эти колебания перекрывают весь имеющийся в литературе по геохимии базальтов диапазон от типичных толеитов океанического дна:  $U - 0,1 \cdot 10^{-4}\%$ ;  $Th - 0,2 \cdot 10^{-4}\%$  (Engel a.o., 1965) до щелочных оливиновых базальтов океанических островов, например Гавайских:  $U - 1,14 \cdot 10^{-4}\%$ ;  $Th - 3,21 \cdot 10^{-4}\%$  (Heier a.o., 1964) или континентальных рифтовых зон Восточной Африки:  $U - 1,0 \cdot 10^{-4}\%$ ;  $Th - 5,6 \cdot 10^{-4}\%$  (Поляков, Соборнов, 1974). Содержания радиоактивных элементов в голоценовых базальтах находятся в соответствии с петрохимическим типом базальтов. Максимальные содержания отмечаются в щелочных оливиновых базальтах, развитых на флангах зоны (п-ов Снайфедльснес) и на южном окончании ее восточной ветви (о-в Хеймаэй). Минимальные содержания обнаружены в толеитовых базальтах океанического типа в участках смыкания рифтовой зоны с океаническими структурами (п-ов Рейкьянес, район Тейстарейкир). Толеитовые базальты Тейстарейкир заслуживают особого внимания. В них зафиксированы содержания урана, самые низкие для земных базальтов ( $0,036 - 0,045 \cdot 10^{-4}\%$ ). Вероятно, подобные расплавы формируются из чрезвычайно истощенного выплавками мантийного субстрата.

Таким образом, в процессе рифтогенеза начиная с плиоцена к настоящему времени в составе базальтов все сильнее проявляются "океанические тенденции", что выражается в появлении толеитовых базальтов, обедненных радиоактивными элементами, аналогичных базальтам срединно-океанических хребтов, и обогащенных этими элементами щелочных базальтов, аналогичных породам океанических островов.

Значительные различия в содержании радиоактивных элементов для постледниковых базальтов неовулканической зоны коррелируются с продуктивностью этих участков в отношении базальтовых выплавов. Подсчеты объемов постледниковых базальтов показывают (Jakobsson, 1972), что наиболее интенсивные излияния базальтовых расплавов происходят в осевых частях риф-

Таблица 30

Средние содержания U и Th в породах Исландии\*

Порода, ее возраст и место взятия	Число образцов	U, $n \cdot 10^{-4}\%$	Th, $n \cdot 10^{-4}\%$	Th/U
1	2	3	4	5
Платобазальты, N <sub>1</sub> Рейдар-фьорд, восточная часть Исландии, п-ов Снайфедль- снес	6	$\frac{0,5}{<0,2-1,1}$	$\frac{1,9}{0,6-3,8}$	$\frac{3,8}{2,5-5,7}$
Базальты вулканов центрального типа, N <sub>1</sub> Тингмули, Брейд- далур, Сетберг	4	$\frac{0,6}{<0,1-1,1}$	$\frac{1,4}{0,5-2,3}$	$\frac{2,3}{2,1-5,0}$
Риолиты и риодациты вулканов цент- рального типа, N <sub>1</sub> Гилсадалур, Гершир	5	$\frac{2,9}{1,6-4,8}$	$\frac{10,8}{8,6-17,1}$	$\frac{3,7}{2,5-5,7}$
Габбро Вестурходн, Сет- берг, Крабла	4	$\frac{\sim 0,2}{<0,1-0,3}$	$\frac{0,9}{0,4-1,8}$	3,5-6,0
Гранофиры Вестурходн, Слау- фрудаль, Санд- фёдль, Сетберг, Крабла	8	$\frac{2,8}{1,2-4,7}$	$\frac{8,4}{6,0-12,0}$	$\frac{3,0}{2,3-5,0}$
Базальты, Q <sub>1-3</sub> Район оз. Миватн, Вопнафьордур, Кедлинггарфьодль	5	$\frac{0,29}{0,15-0,50}$	$\frac{0,70}{0,2-1,2}$	$\frac{2,4}{2,0-6,0}$
Базальты, Q <sub>4</sub> Север Исландско- го грабена (район Тейстарейкир)	3	$\frac{0,04}{0,036-0,045}$	<0,2	-
Базальты, Q <sub>4</sub> П-ов Рейкьянес	4	$\frac{0,18}{0,06-0,29}$	$\frac{0,45}{0,40-0,54}$	$\frac{2,5}{1,4-2,9}$
Центральная и юго- западная части рифта (Аскья, Ла- ки, Хвараведлир, Идлахрейн, Альма- нагия)	6	$\frac{0,26}{0,11-0,50}$	$\frac{0,6}{\sim 0,2-1,4}$	$\frac{2,3}{2,0-3,2}$
Южная часть Ис- ландии и п-ов Снай- федльснес (Элд- гьяу, район Геклы, Хеймаэй, Сюртсей, Снайфедльсёкудль, Сетберг)	8	$\frac{0,86}{0,27-1,50}$	$\frac{2,1}{1,03-3,50}$	$\frac{2,4}{1,8-3,7}$

Таблица 30 (окончание)

1	2	3	4	5
Андезито-базальты, Q <sub>4</sub>				
Гекла, Торвайёкудль	2	1,7 1,3-2,0	4,6 4,5-4,7	2,7 2,3-3,5
Андезиты, Q <sub>4</sub>				
Снайфедльсёкудль, Хаахрейн	1	1,6	7,9	4,9
Дациты, Q <sub>4</sub>				
Лудейт, район Миватн	1	1,6	3,5	2,2
Риолиты и риодациты, Q <sub>1-4</sub>				
Север Исландского грабена (район Миватн - Тейстарейкир)	6	2,7 1,8-3,2	6,5 5,5-7,1	2,4 2,1-3,0
Центральная и юго-западная части рифта (Аскья, Кеблинггарьёдль)	3	3,3 3,0-3,1	10,1 8,0-12,0	3,1 2,6-3,7
Южная часть Исландии и п-ов Снайфедльснес (Гекла, Торвайёкудль, Снайфедльсёкудль, Эрайвайёкудль, Льосуфьёдль)	6	4,1 3,3-5,0	16,1 11,1-23,4	3,9 3,3-5,6

\*Таблица составлена по данным спектрометрических определений U и Th (О.П.Соборнов, ГЕОХИ), трекового метода определения (Л.Л.Кошкар, ГЕОХИ), а также по литературным данным (Heier a.o., 1966; Welke a.o., 1968; Sun, Borning, 1975).

Примечание. В числителе - среднее содержание, в знаменателе - пределы колебаний.

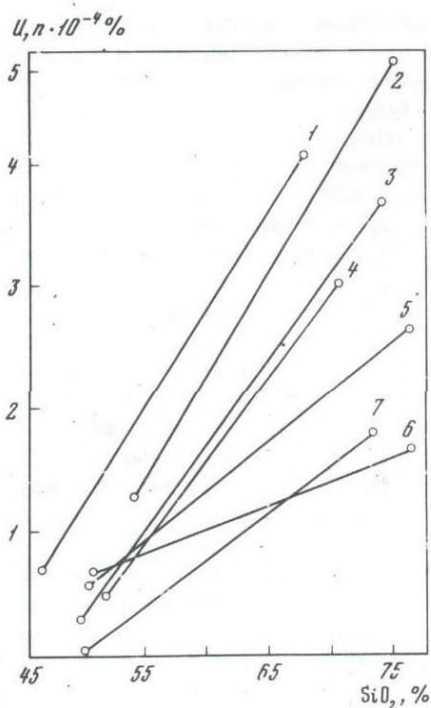
товых зон юго-запада, центра и севера Исландии. Здесь базальтовые выплавки имеют толеитовый состав и, по нашим данным, наиболее обеднены ураном и торием. Гораздо ниже продуктивность периферических участков рифтовой зоны (п-ов Снайфедльснес и юг Исландии), где изливаются более богатые радиоактивными элементами щелочные базальты.

Содержание урана и тория увеличивается от базальтов к андезито-базальтам, андезитам, дацитам, достигая максимума в риолитах и дацито-риолитах-породах с содержанием SiO<sub>2</sub> > 70%. Риолиты из различных районов, как и базальты, значительно отличаются по содержанию радиоактивных элементов. Наиболее обеднены ими четвертичные риолиты севера Исландского грабена из района Тейстарейкир, где минимальные содержания составляют: U - 1,8 · 10<sup>-4</sup>%; Th - 5,5 · 10<sup>-4</sup>%. Гораздо богаче кислые породы юга Исландского грабена из массивов Торвайёкудль, Эрайвайёкудль и Геклы и особенно из западной части Исландии - п-ова Снайфедльснес, где в массиве Льосуфьёдль найдено U - 4,2 · 10<sup>-4</sup>% и Th - 23,4 · 10<sup>-4</sup>%.

Существует зависимость между содержанием радиоактивных элементов в базальтах и комагматичных с ними кислых породах. Это демонстрируется гра-

Рис. 22. Соотношение U-SiO<sub>2</sub> в риолито-базальтовых комплексах Исландии

1 - Снайфедльсёкудль; 2 - Торвайёкудль; 3 - Кедлинггарфьёдль; 4 - Аскья; 5 - Брейддалур; 6 - Тингмули; 7 - Тейстарейкир



фигом U-SiO<sub>2</sub> (рис. 22), где линиями соединены точки составов базальтов с точками наиболее кремнекислых дифференциатов для некоторых вулканических центров. Наиболее обогащены ураном щелочные ассоциации пород вулкана Снайфедльсёкудль. Затем в порядке убывания содержаний урана и щелочей следуют массивы Торвайёкудль, Кедлинггарфьёдль и группа толеитовых массивов: Аскья и Брейддалур, Тингмули и район Тейстарейкир. Таким образом, с более щелочными базальтами ассоциируют и более щелочные, богатые ураном и торием кислые вулканисты; с толеитовыми базальтами связаны менее богатые щелочами и радиоактивными элементами риолиты. Приведенный факт свидетельствует о генетической связи базальтовых и риолитовых расплавов. Коэффициенты накопления радиоактивных элементов (отношение содержания урана или тория в дифференциате к содержанию в исходном расплаве) для отдельных массивов колеблются в пределах 3-18, что не противоречит гипотезе отщепления 5-10% риолитовой эвтектики от первичного базальтового расплава в процессе кристаллизационной дифференциации.

Кислые разновидности пород Исландии по содержанию радиоактивных элементов близки к аналогичным разновидностям других океанических островов: Кергелена, Гавайев, Новой Зеландии (Heier a.o., 1964; Ewart, Shipp, 1968; Cheminee, 1973), но значительно беднее континентальных риолитов, средние цифры для которых выведены Ж.Шемине (Cheminee, 1973) (U - 10 · 10<sup>-4</sup>%; Th - 40 · 10<sup>-4</sup>%) и кэмендит-пантеллеритовых ассоциаций Восточно-Африканской рифтовой зоны (Поляков, Соборнов, 1974).

Коэффициенты корреляции радиоактивных элементов друг с другом, а также с калием и кремнеземом характеризуются следующими значениями:

Коррелируемые элементы	U	Th	K	SiO <sub>2</sub>
U	1			
Th	0,89	1		
K	0,89	0,93	1	
SiO <sub>2</sub>	0,78	0,78	0,87	1

При  $r_{\text{крит}} = 0,05 = 0,23$ ;  $n = 67$

Положительные корреляционные связи указанных элементов проявлены гораздо более отчетливо, чем в щелочных ассоциациях пород рифтовых зон Восточной Африки.

Отношение  $Th/U$  колеблется в узких пределах — 2,2 — 3,8 по средним значениям. Отношение этих элементов закономерно изменяется в базальтах различного возраста и петрохимического типа, пределы колебаний перекрываются. Возможно, имеется некоторое увеличение значения отношения  $Th/U$  от базальтов к риолитам в отдельных комагматических комплексах пород.

Особенности геологического строения Исландии позволяют с достаточной определенностью судить об источнике радиоактивных элементов для базальтовых расплавов и их кислых дифференциатов. Факты, свидетельствующие о базальтовом составе коры и ее низкой радиоактивности, заставляют отказаться от гипотезы, согласно которой из мантии выплавляются базальтовые расплавы с чрезвычайно низкими содержаниями радиоактивных элементов, а обогащение этими элементами первичных мантийных выплавов происходит в процессе взаимодействия их с породами земной коры (Золотарев, Семенов, 1970). Единственным возможным источником урана и тория для базальтовых расплавов Исландии является мантийное вещество. Несмотря на очень широкий, почти в два порядка, диапазон содержаний урана и тория в базальтах Исландии, отношение  $U/K$  остается почти постоянным ( $1 \cdot 10^4$ ) при значительном изменении отношения  $U/Si$ . Этот факт хорошо объясняется вероятным плавлением мантийного субстрата, где источником щелочей и некогерентных элементов с большими ионными радиусами является титанофлогопит (Flower a.o., 1975).

**Выводы.** 1. Содержание урана и тория в третичных платобазальтах Исландии соответствует содержанию этих элементов в траппах платформ. Для молодых рифтогенных базальтов характерны резкие различия в содержании радиоактивных элементов от богатых этими элементами щелочных оливиновых базальтов до крайне обедненных ими толеитов, где содержание урана и тория ниже, чем в толеитах срединно-океанических хребтов.

2. Содержание урана, тория и калия в риолито-базальтовых сериях пород зависит от щелочности последних.

3. Наблюдается значимая положительная корреляция между ураном, торием и калием, а также между перечисленными радиоактивными элементами и  $SiO_2$ .

#### БОР

В литературе имеются ограниченные данные о концентрации бора в породах Исландии. В базальтах установлено 3,5–5,3 (Harder, 1959; Sigvaldason, 1958) и 6,6 г/т (третичные, среднее из 45 анализов; Ефремова, Мартынова, 1973), в обсидианах и риолитах — 6–7 г/т В (Harder, 1959).

Таблица 31

Содержание Pb, Zn, Mo, Ag и В в породах Исландии (в г/т)

Порода, ее возраст и место взятия	Число анализов	Pb		Zn	
		Пределы колебаний	Среднее содержание	Пределы колебаний	Среднее содержание
1	2	3	4	5	6
Плато-базальты, N <sub>1</sub>					
Восточная часть Исландии	8	3–4	3,4	90–200	131
Северная часть Исландии	3	3–3	3,0	85–150	120

Результаты наших определений бора в породах Исландии даны в табл. 31. Бор определялся спектральным методом (аналитик Л.А. Борисенко).

Таблица показывает, что концентрация бора в породах варьирует значительно: в базальтах — от 3 до 11, в риолитах — от 4 до 22 г/т. В основных эффузивах по сравнению с кислыми бора меньше, в базальтах его около 6,86, а в риолитах — 10,1 г/т, причем в четвертичных риолитах больше (12 г/т), чем в третичных (6,7 г/т).

В дайках долерито-базальта найдено несколько меньше (5 г/т) по сравнению с вмещающими базальтами (6,7 г/т). В габбро бора также меньше (5,4 г/т), чем в базальтах, мало его и в гранофирах (4 г/т).

Концентрация бора в базальтах Исландии такая же, как и в базальтах других регионов: 5 (Harder, 1959), 7 (Тянь-Шань; Отрошенко, 1967) и 7,5 г/т (Новая Зеландия; Ellis, Manon, 1964). В кислых эффузивах концентрация этого элемента ниже (в риолитах она около 10,1 г/т), чем в риолитах и кислых эффузивах Тянь-Шаня — 16 (Отрошенко, 1967), Новой Зеландии — 20–25 (Ellis, Manon, 1964), Горного Алтая — 24 (Сухоруков и др., 1964) и 30 г/т (Harder, 1959).

**Выводы.** 1. Основные эффузивы по сравнению с кислыми содержат меньше бора, причем четвертичные эффузивы богаче бором.

2. Содержание бора в базальтах Исландии то же, что и в основных эффузивах других районов, но в кислых эффузивах Исландии его меньше, чем в аналогичных породах других регионов.

#### УГЛЕРОД

Формы нахождения углерода в породах Исландии не изучались. В них лишь определялось  $CO_2$  (аналитик В.А. Карпушина). Результаты анализа приведены в табл. 32. Для определения  $CO_2$  использовался метод, основанный на измерении электропроводности раствора  $Ba(OH)_2$  при поглощении  $CO_2$ . Этот метод позволяет определить  $CO_2$  в количестве нескольких граммов из небольшой навески с точностью от 1 до 0,01 абс.% (Хитаров, Рентгарген, 1956).

Табл. 32 показывает, что концентрация  $CO_2$  в том или ином типе пород варьирует значительно: например, в базальтах от 0,042 до 0,23%. Средние величины содержаний  $CO_2$  в отдельных типах пород изменяются гораздо меньше: от 0,085 до 0,175%. В основных эффузивах — базальтах (0,11%), андезито-базальтах (0,10%) и андезитах (0,11%) —  $CO_2$  несколько больше, чем в кислых — риолито-дацитах (0,09%) и риолитах (0,085%).

По литературным данным (Heier a.o., 1966; Thorarinsson, 1970; Hart a.o., 1971), в базальтах Исландии имеется 0,07–0,73%, в андезитах — 0,19–0,29% и габбро — 1,13%  $CO_2$  (Carmichael, 1964). По сравнению с нашими эти данные более высокие.

Mo		Ag		B	
Пределы колебаний	Среднее содержание	Пределы колебаний	Среднее содержание	Пределы колебаний	Среднее содержание
7	8	9	10	11	12
1,2–1,7	1,6	0,03–0,05	0,04	6–7	6,75
1,9–2,1	2,07	0,03–0,03	0,03	4–6	5,30

Таблица 31 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Северно-западная часть Исландии	8	2-5	3,1	100-170	127
Западная часть Исландии	3	4-5	4,7	120-190	143
Среднее (базальты)	22	2-5	3,4	85-200	130
Базальты вулканов центрального типа, $N_1$					
Восточная часть Исландии	5	4-6	5,0	115-200	161
Долерито-базальты (дайки)	3	3-5	4,0	140-175	155
Габбро	5	3-5	3,6	100-160	120
Андезит-базальты	4	4-7	5,0	100-160	126
Андезиты	3	5-8	6,3	105-190	137
Дациты	3	7-9	7,7	95-145	120
Риолито-дациты	4	8-11	9,5	110-155	127
Риолиты	7	8-13	11,0	95-170	125
Гранофиры	3	7-13	11,0	105-130	120
Базальты, $Q_{1-3}$					
Северная часть Исландии	4	3-3	3,0	120-170	144
Северная часть рифта					
Деттифосс ( $Q_{1-3}$ )	3	3-4	3,3	160-200	177
Тейстарейкир ( $Q_{1-3}$ )	6	3-4	3,8	110-180	138
Миватн ( $Q_4$ )	2	4-5	4,5	135-160	148
Центральная часть рифта					
Аскья ( $Q_{1-4}$ )	5	4-5	4,2	150-200	170
Кедлигафьёльд ( $Q_4$ )	2	3-4	3,5	110-140	125
Юго-западная часть п-ова Рейкьянес ( $Q_4$ )	5	4,5-8,0	4,7	115-140	127
Южная часть рифта ( $Q_4$ )	5	3-9	4,5	130-220	186
О-в Хеймаэй ( $Q_4$ )	2	4-5	4,5	110-120	115

7	8	9	10	11	12
1,8-2,2	2,0	0,03-0,03	0,03	4-8	5,5
1,7-2,8	2,2	0,02-0,03	0,027	7-11	8,7
1,2-2,8	2,0	0,02-0,05	0,037	4-11	6,4
1,8-2,0	1,9	0,04-0,06	0,05	4-7	4,8
1,7-2,2	1,9	0,02-0,04	0,033	3-7	5,0
1,5-2,5	1,9	0,02-0,04	0,028	5-6	5,4
1,7-2,4	2,0	0,04-0,04	0,04	4-7	5,2
1,8-3,2	2,3	0,03-0,04	0,033	6-9	7,5
2,2-4,5	3,0	0,03-0,04	0,033	4-7	5,5
2,2-3,2	2,7	0,03-0,05	0,042	4-9	5,8
1,8-7,0	3,3	0,02-0,04	0,03	4-11	6,7
2,8-3,2	3,0	0,03-0,04	0,037	4-9	5,7
2,1-2,5	2,3	0,03-0,05	0,035	5-5	5,0
1,6-2,1	1,8	0,02-0,04	0,03	5-5	5,0
2,0-2,5	2,25	0,05-0,06	0,05	8-9	8,5
2,0-2,5	2,25	0,05-0,05	0,05	8-9	8,5
1,6-3,0	2,1	0,03-0,05	0,04	6-9	8,0
1,9-1,9	1,9	0,03-0,04	0,035	7-8	7,5
1,8-2,1	1,94	0,03-0,05	0,04	6-8	7,2
1,7-3,5	2,3	0,02-0,05	0,036	5-9	7,4
1,9-2,5	2,2	0,04-0,05	0,045	8-10	9,0



Таблица 31 (окончание)

1	2	3	4	5	6
П-ов Снайфедльс- нес ( $Q_4$ )	2	3-4	3,5	130-140	120
Среднее (базальты, $Q_{1-4}$ )	36	3-9	4,0	110-220	150
Андезито-базальты, $Q_{1-4}$	5	4-8	6,4	130-200	160
Андезиты, $Q_{1-4}$	3	6-6	6,0	120-155	138
Дациты, $Q_{1-4}$	4	5-8	6,8	95-135	110
Риолито-дациты, $Q_{1-4}$	6	7-12	8,5	90-100	98
Риолиты, $Q_{1-4}$					
Северная часть рифта	4	7-8	7,75	110-145	130
Центральная часть рифта	2	8-8	8,0	115-130	122
Южная часть рифта	3	9-12	10,3	115-160	137
Юго-западная часть рифта	3	8-9	8,7	80-100	92
Среднее (риолиты)	12	9-12	9,6	80-160	120
Базальты, $N_{1-2}$	27	2-6	3,7	85-200	136
" $Q_{1-4}$	36	3-9	4,0	110-220	150
Среднее	63	2-9	3,87	85-220	144
Андезито-базальты, $N_{1-2}$	4	4-7	5,0	100-160	126
То же $Q_{1-4}$	5	4-8	6,4	130-200	160
Среднее	9	4-8	5,8	100-200	145
Андезиты, $N_1$	3	5-8	6,3	105-190	137
" $Q_{1-4}$	3	6-6	6,0	120-155	138
Среднее	6	5-8	6,15	95-190	137,5
Дациты, $N_1$	3	7-9	7,7	95-145	120
" $Q_{1-4}$	4	5-8	6,8	95-135	110
Среднее	7	5-9	7,2	95-145	115
Риолито-дациты, $N_1$	4	8-11	9,5	110-155	127
" $Q_{1-4}$	6	7-12	8,5	90-100	98
Среднее	10	7-12	8,9	90-155	110
Риолиты, $N_{1-2}$	7	8-13	11,0	95-145	117
" $Q_{1-4}$	12	9-12	9,6	80-160	120
Среднее	19	8-13	10,1	80-170	118

7	8	9	10	11	12
2,3-2,5	2,4	0,03-0,03	0,03	8-9	8,5
1,6-2,5	2,15	0,02-0,06	0,04	5-10	7,8
2,4-4,0	3,5	0,03-0,05	0,04	5-11	9,6
2,3-5,0	3,8	0,03-0,04	0,037	7-10	9,0
3,4-4,7	4,0	0,02-0,04	0,028	7-15	9,8
2,2-5,5	4,2	0,02-0,03	0,025	7-13	10,2
3,0-4,1	3,72	0,02-0,03	0,0275	10-22	15
4,6-5,0	4,8	0,03-0,04	0,035	12-13	12,5
2,3-8,0	4,8	0,02-0,04	0,027	12-17	14,3
3,0-3,6	3,3	0,02-0,05	0,033	10-11	10,3
2,3-8,0	4,06	0,02-0,05	0,03	10-22	13,2
1,2-2,8	2,0	0,02-0,06	0,04	4-11	6,1
1,6-2,5	2,15	0,02-0,06	0,04	5-10	7,8
1,2-2,8	2,09	0,02-0,06	0,04	4-11	7,1
1,7-2,4	2,0	0,04-0,04	0,04	4-7	5,2
2,4-4,0	3,5	0,03-0,05	0,04	5-11	9,6
1,7-4,0	2,8	0,03-0,05	0,04	4-11	7,6
1,8-3,2	2,3	0,03-0,04	0,033	6-9	7,5
2,3-5,0	3,8	0,03-0,04	0,037	7-10	9,0
1,8-4,7	3,05	0,02-0,04	0,035	6-15	8,3
2,2-4,5	3,0	0,03-0,04	0,033	4-7	5,5
3,4-4,7	4,0	0,02-0,04	0,028	7-15	9,8
2,2-4,7	3,6	0,02-0,04	0,03	4-15	8,0
2,2-3,2	2,7	0,03-0,05	0,042	4-9	5,8
2,2-5,5	4,2	0,02-0,03	0,025	7-13	10,2
2,2-5,5	3,6	0,02-0,05	0,03	4-13	8,44
1,8-7,0	3,3	0,02-0,04	0,03	4-11	6,7
2,3-8,0	4,06	0,02-0,05	0,03	10-22	13,2
1,8-8,0	3,9	0,02-0,05	0,03	4-22	10,8

Таблица 32  
Содержание CO<sub>2</sub> в породах Исландии (в %)

Порода, место ее взятия	Число анализов	Пределы колебаний	Среднее содержание
<b>Базальты</b>			
Восточная часть Исландии	12	0,042-0,23	0,11
Северо-западная часть Исландии	5	0,06-0,22	0,12
П-ов Рейкьянес	2	0,055-0,07	0,062
Северная часть рифта			
Тейстарейкир	2	0,075-0,083	0,079
Аскья	2	0,11-0,12	0,115
Деттифосс	1	-	0,05
Средняя и южная части рифта			
Кедлинггарфьедль	1	-	0,11
Торвайёкудль	1	-	0,26
Лаки	1	-	0,068
О-в Хеймаэй	1	-	0,12
Среднее	28	0,042-0,23	0,11
<b>Андезито-базальты</b>			
Восточная часть Исландии	2	0,09-0,10	0,095
Южная часть рифта			
Гекла	1	-	0,14
Торвайёкудль	1	-	0,081
Среднее	4	0,081-0,14	0,10
<b>Андезиты</b>			
Восточная часть Исландии	2	0,08-0,17	0,125
Западная часть Исландии, Снайфедльснес	1	-	0,081
Среднее	3	0,08-0,17	0,11
<b>Дациты</b>			
Восточная часть Исландии, Стрейтисхварв	1	-	0,15
Южная часть рифта, район Геклы	1	-	0,20
Среднее	2	0,15-0,20	0,175
<b>Риолито-дациты</b>			
Восточная часть Исландии	1	-	0,06
Западная часть Исландии, Снайфедльснес	1	-	0,11
Северная часть рифта, Аскья	1	-	0,10
Среднее	3	0,06-0,11	0,09
<b>Риолиты</b>			
Восточная часть Исландии	5	0,048-0,13	0,075
Южная часть рифта			
Кедлинггарфьедль	1	-	0,066
Торвайёкудль	2	0,063-0,18	0,12
Среднее	8	0,048-0,18	0,085
Габбро, Вестурходн	1	-	0,07
Гранофиры, восточная часть Исландии (исключая Вестурходн)	2	0,057-0,20	0,128

$\text{CO}_2$  в породах Исландии, вероятно, в основном связан с карбонатами, которые иногда усганавливаются в шлифах. Следует отметить, что на территории Исландии (близ Хельгастадира у Эскифьордура) происходила добыча исландско-го шпата из больших пустот в базальте.

#### ФОСФОР

Данные по содержанию фосфора в породах Исландии, особенно в базальтах, довольно многочисленны, но не всегда сопоставимы, вероятно, вследствие того, что анализы выполнялись разными аналитиками. В четвертичных базальтах рифтовой зоны установлено 0,06–1,17%  $\text{P}_2\text{O}_5$ , среднее из 34 анализов–0,22% (Sigvaldason, 1969), в базальтах северной части рифта – 0,01–0,19%, среднее из 36 анализов–0,10% (Sigvaldason, 1974), в постледниковых базальтах – 0,19–0,33%, среднее из 56 анализов–0,256% (Jakobsson, 1972), в базальтах Тингмули – 0,18–0,98%, среднее из 10 анализов–0,48% (Carmichael, 1964), в базальтах о-ва Хеймаэй – 0,33–0,73%, среднее из 5 анализов–0,56% (Jakobsson a.o., 1973). В андезито-базальтах района Геклы имеется 0,61–0,76%  $\text{P}_2\text{O}_5$ , среднее из 13 анализов–0,70% (Sigvaldason, 1973), района Тингмули – 0,50–1,16%, среднее из 3 анализов–0,82% (Carmichael, 1964), в обсидианах разных участков Исландии–0,023–0,115%, среднее из 14 анализов–0,046% (Carmichael, McDonald, 1961).

Результаты наших исследований даны в табл. 33. Фосфор определялся спектральным методом анализа (Герасимовский, Савинова и др., 1975). Концентрация фосфора варьирует очень значительно, например в базальтах в пределах 200–5800 г/г. Велики колебания его содержания в средних составах пород разных районов. Так, в третичных базальтах востока Исландии определено 900, а северо-запада Исландии – 860 г/г Р. Четвертичные базальты северной части рифта в районе Тейстарейкир содержат 300, а в районе Аскья – 940 г/г Р.

Наиболее обогащены фосфором базальты, богатые щелочами: 1760 (о-ва Хеймаэй) и 2500 г/г (п-ов Снайфедльснес, район Сетберг). В базальтах восточной Исландии (2,12% Na и 0,45–0,62% K) – 1550–2200 г/г Р (среднее из 5 анализов), а в базальтах с более низкой концентрацией щелочей (1,68% Na и 0,20–0,37% K) меньше – 220–900 г/г Р.

По литературным данным, в щелочных базальтах Исландии фосфора также больше – 1920 г/г (Jakobsson, 1972), 2440 г/г (Jakobsson a.o., 1973), чем в толеитовых базальтах – 1130 г/г (Jakobsson, 1972).

Более высокая концентрация фосфора в щелочных базальтах по сравнению с толеитовыми отмечается в средних составах этих пород различных регионов. В. Мэнсон (Manson, 1967) для толеитовых базальтов вычислил содержание фосфора 960 г/г (среднее из 897 анализов), а для щелочных базальтов – 2180 г/г (среднее из 661 анализа). В.А. Кутолин (1972) для толеитовых базальтов океанической формации приводит цифру 1000 г/г Р (среднее из 110 анализов), а для щелочных базальтов той же формации – 2100 г/г (среднее из 118 анализов).

Среднее содержание фосфора в базальтах Исландии около 1040 г/г, в андезито-базальтах оно выше – около 1560, в андезитах – 918, дацитах – 515, риолито-дацитах – 330 и риолитах – 170 г/г.

И. Кармайкл (Carmichael, 1964) для андезито-базальтов Тингмули (восточная Исландия) также дает более высокое значение – 3575 г/г (среднее из 3 анализов), чем для базальтов – 2100 г/г (среднее из 10 анализов). Г. Уокер (Walker, 1966) для кислых пород (риолиты, обсидианы, гранофиры) приводит цифру около 480 г/г Р. По сравнению с нашими результатами (330 г/г – риолито-дациты, 170 г/г – риолиты) эта цифра более высокая.

Кислые эффузивы Исландии по концентрации в них фосфора сопоставимы с аналогичными породами других регионов. В среднем составе риолитов Кавказа (Карапетян, 1972) установлено около 170 г/г Р (среднее из 109 анали-

Таблица 33

Содержание Р, F и Be в породах Исландии (в г/т)

Порода, ее возраст и место взятия	Число анализов	Р		F		Число анализов	Be	
		Пределы колебаний	Среднее содержание	Пределы колебаний	Среднее содержание		Пределы колебаний	Среднее содержание
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Платобазальты, N <sub>1</sub>								
Восточная часть Исландии	11	300-2100	900	100-520	300	7	1,7-2,4	1,9
Северо-западная часть Исландии	13	460-1200	860	180-2600	1170	11	1,0-3,0	2,1
Западная часть Исландии	9	520-2700	900	120-1500	400	6	1,0-2,1	1,6
Среднее	33	300-2700	885	100-2600	670	24	1,0-3,0	1,9
Долерито-базальты (дайки), N <sub>1</sub>	14	480-1400	825	250-600	400	5	1,1-2,5	1,9
Базальты вулканов центрального типа, N <sub>1</sub>								
Восточная часть Исландии	9	220-2300	1300	260-1400	470	8	1,5-5,2	3,0
Сетберг	9	400-3200	1370	330-1100	680	-	-	-
Среднее	18	220-3200	1335	260-1400	575	8	1,5-5,2	3,0
Вулканы центрального типа, N <sub>1</sub>								
Андезит-базальты	10	480-3400	1500	450-1400	840	4	1,5-6,2	3,3
Андезиты	10	380-2400	920	780-1700	1120	2	6,0-7,0	6,5

Таблица 33 (продолжение)

1	2	3	5	5	6	7	8	9
Андезито-дациты	4	540-1600	920	370-1350	850	2	7,2-11,0	9,1
Дациты	8	100-1100	550	100-3500	1200	6	3,4-9,8	6,1
Риолито-дациты	12	100-270	180	210-2400	1220	3	4,2-9,6	6,7
Риолиты	10	100-200	130	100-2600	900	7	4,2-12,0	6,2
Риолито-дациты (дайки), N <sub>1</sub>	3	200-400	300	240-1600	930	1	-	4,4
Риолиты (дайки), N <sub>1</sub>	9	100-400	170	410-1800	1090	4	2,4-7,6	5,3
Габбро	12	320-820	500	100-2300	570	10	1,0-2,4	1,4
Гранофиры и граниты, N <sub>1</sub> и Q	5	100-860	260	660-2800	1660	5	2,8-7,4	6,6
Базальты								
Север Исландии (Q <sub>1-3</sub> )	3	750-1400	1000	150-350	280	2	1,0-1,1	1,0
Северная часть рифта	20	340-1200	600	100-1100	260	6	1,0-1,2	1,1
То же, Тейстарейкир (Q <sub>1-3</sub> )	5	200-400	300	100-100	100	2	1,0-1,1	1,05
" Мивати (Q <sub>4</sub> )	8	300-980	690	100-290	170	3	2,1-2,3	2,2
Район Аскья (Q <sub>1-4</sub> )	5	540-1100	940	150-310	250	5	2,3-3,6	2,9
Центральная и юго-западная части рифта (Q <sub>1-3</sub> )	13	400-1400	850	100-3000	930	12	1,0-5,4	2,2
Центральная часть рифта (Q <sub>1</sub> )	4	490-950	770	130-760	370	2	2,4-3,0	2,7
Юго-западная часть рифта, Рейкьянес (Q <sub>4</sub> )	4	450-680	610	100-600	380	4	1,3-2,4	1,6
О-в Хеймаэй (Q <sub>4</sub> )	7	1200-2500	1760	460-1100	720	7	3,6-6,4	5,3

Таблица 33 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
П-ов Снайфедльснес (Q <sub>4</sub> )	3	1250-5000	2500	510-1100	800	3	2,0-3,4	2,6
То же, Сетберг (Q <sub>1-3</sub> )	5	2600-5800	3480	780-1600	1190	-	-	-
"	4	400-1100	900	260-530	400	4	2,0-2,9	2,4
Среднее (базальты, Q <sub>1-4</sub> )	81	200-5800	1040	100-3000	485	50	1,0-6,4	2,5
Андезито-базальты, Q <sub>1-4</sub>								
Северная часть рифта	7	660-1100	960	100-300	230	1	-	2,4
Южная часть рифта, район Геклы	3	2400-3800	3100	1000-3100	1700	1	-	7,4
Южная часть рифта, район Торвайёкудль	2	620-1600	1100	1100-3200	2150	2	4,6-4,6	4,6
П-ов Снайфедльснес, Сетберг	2	1200-3000	2100	1200-1400	1300	2	2,7-3,0	2,9
Среднее	14	620-3000	1600	100-3200	970	6	2,7-4,6	4,3
Андезиты, Q <sub>1-4</sub>								
Район Геклы	2	2100-2200	2150	1500-1900	1700	2	3,8-4,8	4,3
П-ов Снайфедльснес	2	850-980	915	420-1200	810	1	-	9,2
Среднее	4	850-2200	1530	420-1900	1250	3	3,8-4,8	5,9
Андезито-дациты, Q <sub>1-4</sub>								
Северная часть рифта	2	880-900	890	260-270	265	2	5,2-5,2	5,2
Центральная часть рифта	1	-	2000	-	1500	1	-	7,2
Среднее	3	880-900	1260	260-270	680	3	5,2-7,2	5,9

Таблица 33 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Дацинты (разных районов), $Q_{1-4}$	5	250-660	460	1100-5200	2700	2	7,6-8,8	8,2
Риолито-дацинты, $Q_{1-4}$								
Северная часть рифта	5	200-400	360	360-1100	730	1	-	7,2
Центральная и юго-западная части рифта	9	100-950	580	480-2800	1470	6	5,2-9,0	6,3
Южная часть рифта	5	100-400	240	1600-7600	3900	5	12,0-16,0	13,8
Среднее (риолито-дацинты)	19	100-950	430	360-7600	1910	12	5,2-16,0	9,5
Риолиты, $Q_{1-4}$								
Северная часть рифта	10	100-400	230	600-1300	920	5	3,3-7,4	5,7
Южная часть рифта	4	100-200	125	-	2200	1	-	7,6
Среднее	14	100-400	200	600-1300	1560	6	3,3-7,6	6,1
Базальты, $N_{1-2}$ и $Q$	132	200-5800	1040	100-3000	545	82	1,0-6,4	2,4
Андезито-базальты, $N_1$ и $Q$	24	480-3400	1560	100-3200	915	10	1,5-6,2	3,9
Андезиты, $N_1$ и $Q$	14	380-2400	1100	420-1900	1170	5	3,8-7,0	6,1
Дацинты, $N_1$ и $Q$	13	100-1100	515	100-5200	1700	8	7,6-8,8	6,6
Риолито-дацинты, $N_1$ и $Q$	31	100-950	330	210-7600	1645	15	4,2-9,6	8,9
Риолиты, $N_1$ и $Q$	24	100-400	170	100-2600	1340	11	2,4-12,0	5,8



зов), Новой Зеландии (Ewart, Shipp, 1968) - 220 г/т (среднее из 25 анализов).

Концентрация фосфора в габбро ниже (500 г/т), чем в базальтах (1400 г/т), а в гранофирах (260 г/т) аналогична таковой в кислых эффузивах (330-170 г/т).

Геохимическая история фосфора в магматическом процессе, согласно А. Е. Ферсману (1939), характеризуется двумя противоречивыми тенденциями: либо он накапливается в основных породах, либо связан с летучими компонентами. По А.Е. Ферсману, избыточный ион кальция в расплаве, обогащенном летучими компонентами (фосфор, фтор), является осадителем фосфора в виде апатита. Известно, что в основных породах по сравнению с кислыми больше не только кальция, но и фосфора. Среди базальтов Исландии в разновидностях, обогащенных щелочами и фтором, одновременно больше и фосфора.

Среднее содержание фосфора в базальтах Исландии - 1040 г/т - выше, чем в базальтах Срединно-Атлантического хребта - 480 г/т (Campsie a.o., 1973), 650 г/т (Melson a.o., 1968), 740 г/т (Engel, a.o., 1965). Это логично, поскольку в базальтах Исландии концентрация щелочей ( $3,15\% \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) более высокая (Герасимовский, Поляков и др., 1974) по сравнению с базальтами Срединно-Атлантического хребта ( $2,8\% \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) (Дмитриев, 1973).

Концентрация фосфора в породах Исландии сопоставима с его содержанием в аналогичных породах других регионов. В среднем составе толеитового базальта имеется 960 г/т (Manson, 1967), андезита - 1220 г/т и риолита 120-305 г/т Р (Nockolds, 1954).

**Выводы.** 1. Концентрация фосфора значительно варьирует в одном и том же типе пород. Средние содержания фосфора для третичных и четвертичных пород одного типа аналогичны.

2. Основные эффузивы по сравнению с кислыми значительно больше обогащены фосфором. Щелочные базальты по сравнению с толеитовыми богаче фосфором.

3. Породы Исландии по концентрации в них фосфора сопоставимы с породами близкого состава других регионов, но базальты Исландии имеют в своем составе больше фосфора, чем базальты Срединно-Атлантического хребта.

4. Геохимическая история фосфора определяется не только кальцием, но и щелочами.

## СЕРА

Сера в горных породах находится в различных формах. Она встречается в свободном состоянии (самородная сера), в форме сернистых ( $\text{S}^{2-}$ ), сульфатных ( $\text{S}^{6+}$ ) соединений и серосодержащих органических соединений. Сера в виде иона  $\text{S}^{2-}$  обычно входит в состав сульфидов или силикатов. В последних, вероятно, замещает кислород. В магматических породах самые высокие содержания серы установлены в щелочных породах, содержащих фельдшпатоиды.

Литературные данные о содержании серы в породах Исландии почти отсутствуют. Лишь в одной из работ (Gibson, 1969) имеется указание, что в обсидианах установлено 115 г/т S (среднее из 6 анализов).

Результаты наших определений серы в породах Исландии приведены в табл. 34, частично они были опубликованы ранее (Герасимовский, Кузнецова, 1974). Сера определялась (аналитик С.Я. Кузнецова) колориметрическим методом.

Данные, приведенные в табл. 34, показывают, что содержание серы в магматических породах колеблется в очень широких пределах - от 11 до 440 г/т, а в дайке долерита оно значительно больше - до 1140 г/т; в этой пробе макроскопически наблюдается пирит. Концентрация серы в базальтах (16-440 г/т, среднее из 18 анализов - 130 г/т) значительно выше, чем в риолитах (1-33 г/т, среднее из 10 анализов - 15 г/т). В эффузивных породах промежу-

Таблица 34

Содержание  $S_{\text{общ}}$  в породах Исландии (в г/т)

Порода, ее возраст и место взятия	S
Долериты (дайка), восточная часть Исландии	1140
То же	634
Базальты, $N_1$	
Восточная часть Исландии	177
То же	116
"	61
"	49
"	22
Северо-западная часть Исландии	21
То же	16
Базальты, Q	
Северная часть рифта, Тейстарейкир	292
То же	127
" Миватн	72
" Детифосс	74
Центральная часть рифта, Аскья	310
Южная часть рифта, Лаки	248
То же, о-в Хеймаэй	210
"	440
Юго-восточная часть рифта, Рейкьянес	94
Западная часть Исландии, Снайфедльснес	56
То же	37
Среднее (базальты, исключая дайки)	130
Андезито-базальты, $N_1$	
Восточная часть Исландии	16
То же	16
Южная часть рифта, Гекла (Q)	84
Андезито-базальты, Q	
Южная часть рифта, Торфайёкудль	100
Среднее	54
Андезиты (дайка)	
Восточная часть Исландии	130
Андезиты $N_1$ , восточная часть Исландии	38
Андезиты, Q	
Юго-западная часть Исландии, Хенгидль (дайка)	206
Западная часть Исландии, Сетберг	157
Андезиты, Q	
Западная часть Исландии, Снайфедльснес	70
Среднее	120
Дациты, $N_1$	
Восточная часть Исландии, Рейдар-фьорд	14
Дациты, Q	
Южная часть, Гекла	53
Дациты, $N_1$ , измененные	
Юго-западная часть Исландии, Скардсхейди	1420
Среднее (дациты, исключая измененные)	34

Таблица 34 (окончание)

Порода, ее возраст и место взятия	S
Риолито-дациты, N <sub>1</sub>	
Восточная часть Исландии	90
То же, Q	72
Северная часть рифта, Миватн	102
Южная часть рифта, Торвайёкудль	36
Обсидиан, Q	
Южная часть Исландии, пемза, Q	33
Средняя часть рифта, Аскья	52
Западная часть Исландии, Снайфедльснес	32
Среднее	60
Риолиты, N <sub>1</sub>	
Восточная часть Исландии	10
То же	9
"	2
"	<1
Риолиты, Q	
Северная часть рифта, Терстарейкир	11
То же, Миватн	15
Южная часть рифта, Торвайёкудль	9
То же	28
Риолиты, обсидиан, Q	
Северная часть рифта, Миватн	33
Центральная часть рифта, Кедлинггарфьедль	30
Среднее	15
Гранофиры дацитового состава	
Восточная часть Исландии	87
Гранофиры риолитового состава	
Восточная часть Исландии	12
Среднее	50
Габбро	
Восточная часть Исландии	54
Западная часть Исландии, Сетберг	78
Среднее	66

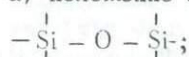
точного состава между базальтами и риолитами концентрации серы варьируют между средними значениями величин для базальта и риолита; в андезито-базальте установлено 54, андезите — 120 и даците — 60 г/г S.

Содержание серы в одном и том же типе пород неодинаково, например в базальтах оно колеблется от 16 до 440 г/г, а в риолитах — от 1 до 28 г/г. Наблюдаются и региональные различия. В базальтах северо-запада Исландии серы меньше, чем в базальтах восточной ее части. Максимально обогащены серой четвертичные базальты рифтовой зоны.

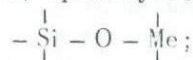
Более высокая концентрация серы в базальтах по сравнению с кислыми эффузивами, имеющими в своем составе больше кремнезема и значительно меньше железа, согласуется с рядом теоретических положений, которые обобщены в статье А.И. Альмухамедова (1971). В ней акцентируется внимание на следующих положениях.

1. Сера в виде аниона  $S^{2-}$  способна замещать в силикатных расплавах ион кислорода  $O^{2-}$ . В них связанный кислород может находиться в трех позициях:

а) положение его между атомами кремния:



б) промежуточное положение между кремнием и катионами-модификаторами:



в) существование в расплаве свободной окиси металла:  $\text{Me} = \text{O}$ .

При растворении серы энергетически наиболее выгодно замещение  $O^{2-} \rightleftharpoons S^{2-}$  для кислорода, находящегося в третьей позиции, поэтому растворимость серы в силикатных расплавах определяется активностью свободной окиси металла.

2. Наибольшая растворимость серы должна быть в ультраосновных и основных расплавах, причем большое значение имеет и катионный состав системы. Для этих магм типичны катионы-модификаторы —  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Ca}^{2+}$ . Согласно расчетам (Masson, 1968), в расплавах с одинаковой мольной долей железа, магния и кальция активность  $\text{MeO}$  определяется главным образом ионами железа, из чего следует вывод, что растворимость серы определяется не только кремнекислотностью системы, но и ее железистостью. Всякий процесс, приводящий к уменьшению активности  $\text{MeO}$  в расплаве, способствует уменьшению растворимости серы и, как следствие, выходу из системы в виде несмешивающейся сульфидной жидкости. Последнее положение А.И. Альмухамедовым было подтверждено экспериментом, который показал, что содержание серы в силикатном расплаве заметно уменьшается со снижением температуры.

Сопоставление наших данных о содержании серы в базальтах Исландии с основными эффузивами других регионов показывает, что первые по концентрации в них серы аналогичны среднему составу наземных базальтов. Выполненные недавно определения серы в 47 образцах базальтов (наземных и подводных) различных регионов земной коры показали, что среднее содержание серы в наземных базальтах составляет 110, а в подводных — 680 г/т. Резкое обеднение серой наземных базальтов объясняется явлением дегазации в процессе извержения лав (Moore, Fabbi, 1971). В базальтах подводного хребта Рейкьянес, примыкающего к Исландии, содержание серы высокое — от 425 до 1340 г/т (среднее из 38 анализов — 805 г/т) (Moore, Schilling, 1973), в базальтах Срединно-Атлантического хребта — 843 г/т (Brooks, Jakobsson, 1974). В кислых эффузивах Исландии серы очень мало по сравнению с породами этого типа других регионов. Например, в среднем составе липаритов и обсидианов разных регионов имеется 190 г/т S (Rikke, 1960), а в липаритах и дацитах Армянской ССР — около 300 г/т (Карапетян, 1972).

Большие различия содержания серы в кислых эффузивах вызывают вопрос: чем они обусловлены — неодинаковой концентрацией данного элемента в породах различных регионов или же методическими ошибками, возникающими при определении серы. Вероятно, не исключено и последнее. Достоверные данные определения содержания серы отсутствуют даже в стандартах. В одних и тех же стандартах, установленных в разные годы, оно весьма различно. Например, в стандарте андезита (AGY-I) по одной методике определено 100, а по другой — 300 г/т (Flanagan, 1969, 1973).

Выводы. 1. Содержание серы значительно варьирует в эффузивных породах Исландии любого типа.

2. Основные эффузивы обогащены серой в большей степени, чем кислые.

3. Базальты Исландии по концентрации в них серы аналогичны континентальным базальтам, но беднее, чем базальты подводного хребта Рейкьянес и др. В кислых эффузивах Исландии серы меньше, чем в аналогичных породах других регионов.

О содержании фтора в породах Исландии в литературе существует скудный материал. В образцах из Геклы (извержение 1970 г.) установлено 375 г/т F, а в гефре на расстоянии 170 км от вулкана — 1000 г/т (Thorarinsson a.o., 1973). В базальтах (среднее из 5 анализов) имеется 180 г/т (Baird, 1974), а в риолитах (три образца) — 2600, 2900 и 3400 г/т F (Bailey, MacDonald, 1970).

Определения фтора в породах Исландии проводились спектральным методом (Герасимовский, Савинова и др., 1975). Результаты приведены в табл. 34.

Концентрация фтора в отдельных типах пород варьирует значительно, например в базальтах в пределах 100–3000 г/т F. Велики колебания его содержания и в средних составах пород разных районов. Так, в третичных базальтах востока Исландии определено 300, а северо-запада — 1170 г/т F. В четвертичных базальтах северной части рифта установлено в районе Тейстарейкир 100, а в районе Аскья — 250 г/т F.

Основные эффузивы обогащены фтором в меньшей степени, чем кислые. Среднее содержание фтора в базальтах — 545 г/т, в андезито-базальтах — 915, андезитах — 1030, дацитах — 1700, риолито-дацитах — 1645 и риолитах — 1340 г/т.

Концентрация фтора в щелочных базальтах по сравнению с толеитовыми выше. В щелочных базальтах района Сетберг (2,20% Na и 1,49% K, среднее из 10 анализов) установлено 910 г/т F, а в базальтах, содержащих менее 1,0% K (1,73% Na и 0,56% K, среднее из 11 анализов), — 510 г/т. Щелочные базальты о-ва Хеймаэй (3,32% Na и 0,82% K) имеют в своем составе 720 г/т F, а района Торфайёкудль (3,2% Na и 0,9% K) — 1600 г/т. В толеитовых базальтах района Миватн (1,67% Na и 0,208% K, среднее из 10 анализов) 170 г/т F, а в базальтах соседнего района Тейстарейкир, более бедных щелочами (1,44% Na и 0,09% K), фтора еще меньше — 100 г/т.

В кислых эффузивах Исландии концентрация фтора варьирует еще в большей степени, чем в основных: в риолито-дацитах — от 210 до 760, в риолитах — от 100 до 2600 г/т. Среднее содержание фтора в кислых эффузивах от дацита (1700 г/т) к риолиту (880 г/т) уменьшается. Это не согласуется с данными К. Турекьяна и К. Ведеполя (Turekian, Wedepohl, 1961), которые в гранитоидах, богатых кальцием, установили фтора меньше (520 г/т), чем в гранитоидах, бедных кальцием (850 г/т).

Меньшая концентрация фтора в риолитах по сравнению с риолито-дацитами и дацитами указывает, вероятно, на то, что геохимическая история фтора определяется не только щелочами, как это характерно для ультращелочных пород (Герасимовский, 1963; Когарко и др., 1968), но и кальцием. В магматических породах широко распространен минерал апатит, в котором фтор ассоциирует с кальцием.

В даците концентрация кальция выше, чем в риолито-даците или риолите, поэтому при формировании последних кальцием связывалось меньше фтора. При решении данного вопроса необходимо учитывать эволюцию состава силикатных расплавов, из которых образовались кислые эффузивы. Известно, что от дацита к риолиту кислотность возрастает. "Экспериментально показано, что при прочих равных условиях отделение фтора в газовую фазу возрастает с увеличением кислотности силикатного расплава... С ростом кислотности силикатного расплава в газовой фазе увеличивается мольная доля  $\text{SiF}_4$ " (Когарко и др., 1968, с. 952). Возможно, из силикатного расплава, из которого образовывался риолит, удалялось в газовую фазу больше фтора в виде  $\text{SiF}_4$ , чем при формировании дацита. Это и обусловило меньшую концентрацию фтора в риолите по сравнению с дацитом.

В базальтах Срединко-Атлантического хребта установлено 200 г/т F (Brooks, Jakobsson, 1974). Ниже приводится сопоставление содержания фтора в породах Исландии с другими регионами. По данным М. Флейшера и В. Робин-

сона (Fleischer, Robinson, 1963), фтора в базальтах 360 г/т (среднее из 130 анализов; пределы изменений от 20 до 1060 г/т), в андезитах — 210 (среднее из 77 анализов, от 0 до 780 г/т), в риолитах, обсидианах и липаритах — 480 г/т (среднее из 78 анализов; от 0 до 170 г/т). Они также приводят цифры, полученные в одной из лабораторий Геологической службы США за период 1959–1961 гг., — в базальтах Гавайских островов определено 340 г/т F (среднее из 80 анализов; от 200 до 1300 г/т), других регионов — 500 г/т (среднее из 58 анализов; от 100 до 2400 г/т), в андезитах — 470 г/т (среднее из 6 анализов; от 200 до 700 г/т), риолитах и обсидианах — 790 г/т (среднее из 65 анализов; от 100 до 900 г/т). В породах Восточного Забайкалья установлено: в базальтах — 700 г/т F (36 анализов), андезитобазальтах — 1690 (34 анализа), липаритодацитах — 360 (688 анализов), липаритах — 540 г/т (245 анализов) (Высокоостровская и др., 1974); в базальтах Ключевского вулкана (Камчатка) — 550–660 г/т; в андезитовых лавах вулкана Безымянного (Камчатка) — 480–510 г/т (Меняйлов, 1971). В кислых вулканических стеклах западных штатов США имеется 100–2200 г/т F (Griffiths, Powers, 1963).

Из приведенных цифр следует, что концентрация фтора в породах одного и того же типа неодинакова. Породы Исландии по сравнению с аналогичными породами других регионов богаче фтором, хотя в них также значительно колеблется его содержание.

Средние содержания фтора в эффузивных породах одного и того же типа, но разного возраста близки. Например, в третичных базальтах установлено 640 г/т, а в четвертичных — 485 г/т F; в андезитобазальтах — 840 и 970 г/т соответственно, в риолитах — 900 и 860 г/т.

Сопоставление основных эффузивов Исландии с базальтами Срединно-Атлантического хребта провести трудно, поскольку литературных сведений по концентрации фтора в последних мало.

Выводы. 1. Концентрация фтора значительно варьирует в одном и том же типе пород. Средние содержания фтора в третичных и четвертичных эффузивах одного типа аналогичны.

2. Основные эффузивы по сравнению с кислыми содержат значительно меньше фтора. Щелочные базальты в большей степени обогащены фтором, чем толеитовые.

3. Породы Исландии обогащены фтором больше по сравнению с породами близкого состава других регионов.

4. Геохимическая история фтора определяется не только кальцием, но и щелочами.

## ХЛОР

До 1976 г. имелось мало данных о содержании хлора в породах Исландии. В базальтах п-ова Рейкьянес было установлено 50–100 г/т Cl, в базальтах района Тингведлир — 19–45 г/т (Unni, Schilling, 1974), в умеренно щелочных (комендитовых) обсидианах — 1700–2900 г/т (Bailey, MacDonald, 1970), в образцах из Геклы (извержение 1970 г.) — 200 г/т, в тefре из Геклы на расстоянии 170 км от вулкана — 1400 г/т (Thorarinnsson a.o., 1973).

В 1976 г. вышла из печати статья (Sigvaldason, Oskarsson, 1976) с большим числом анализов хлора в четвертичных базальтах. Они показали, что концентрации хлора в базальтах варьируют значительно — от 50 до 720 г/т. Между хлором и калием установлена прямая корреляция. Базальты с более высокой концентрацией в них калия одновременно обогащены и хлором.

Результаты наших исследований по определению хлора в породах Исландии приведены в табл. 35 (аналитик И.Д. Шевалеевский).

Хлор определялся рентгенофлуоресцентным методом на приборе VPA-2 (ГДР, "Цейсс") из двух навесок по 5 г. Одна из навесок — чистая порода, вторая — с добавкой известного количества хлора. Для лучшей точности добавка

Таблица 35

Содержание Сl (в г/т), К (в %) в эффузивных породах Исландии

Порода, ее возраст и место взятия	Число ана- лизмов	Сl		К
		Пределы ко- лебаний	Среднее содержа- ние	
1	2	3	4	5
Базальты, N <sub>1</sub>				
Северо-западная часть Исландии	3	45-110	67	0,20
То же	1(23)*	-	50	0,26
Восточная часть Ислан- дии	5	48-132	91	0,39
То же	1(63)	-	100	0,45
Базальты, Q <sub>4</sub>				
Северная часть рифта	1	-	90	0,06
То же	1(18)	-	90	0,08
Юго-западная часть риф- та	2	78-142	110	0,20
Южная часть рифта	2	140-220	180	0,42
О-в Хеймаэй	2	360-470	415	0,82
Среднее	17	45-470	146	-
Андезито-базальты, N <sub>1</sub>				
Восточная часть Ислан- дии	2	122-133	130	0,49
Андезито-базальты, Q <sub>4</sub>				
Северная часть рифта	1	-	185	0,65
Южная часть рифта	1	-	400	1,40
Среднее	4	127-450	210	-
Андезиты				
Восточная часть Ислан- дии	2	110-130	120	-
Юго-западная часть риф- та	1	-	400	-
Среднее	3	110-400	213	-
Дациты				
Восточная часть Ислан- дии	2	130-180	155	-
Вулкан Гекла	1	-	280	-
Среднее	3	130-280	200	-
Риолиты				
Восточная часть Исландии	2	85-90	88	2,88
То же	1(40)	-	135	2,84
Юго-восточная часть Ис- ландии	1	-	830	3,38
Северная часть рифта	5	120-490	340	2,25
То же	1	-	330	2,23
Южная часть рифта	1(11)	-	375	3,46
Среднее	11	85-490	320	-

Таблица 35 (окончание)

1	2	3	4	5
Габбро				
Восточная часть Исландии	1	-	260	-
Гранофиры				
Восточная часть Исландии	4	60-780	440	-
Разные районы Исландии	1 (23)	-	660	-

\* В скобках указано число образцов, из которых составлена средняя проба.

хлора должна быть возможно ближе к содержанию его в породе. Расчет при таком методе добавок несложен:

$$C_{Cl} = C_D \frac{N_1}{N_2 - N_1},$$

где  $C_D$  - добавленное количество хлора (в %);  $N_1$  - интенсивность линии хлора в чистом образце;  $N_2$  - интенсивность линии хлора в образце с добавкой.

Образцы запрессовываются в алюминиевые кольца диаметром 40 мм и анализируются с помощью хромовой рентгеновской трубки при 40 кВ и 30 мА. Ошибка анализа не превышает 15%, а чувствительность 5-10%.

Результаты определений хлора показывают, что содержание хлора в одном и том же типе пород варьирует значительно. В основных эффузивах его меньше (146-210 г/т), чем в кислых (300-320 г/т). В щелочных разновидностях базальта хлора больше (180-415 г/т), чем в менее щелочных (50-100 г/т).

В основных эффузивах (базальтах, андезито-базальтах) имеется прямая корреляция между хлором и калием, но в кислых эффузивах (риолито-дацитах и риолитах) она не устанавливается (рис. 23). Это, вероятно, обусловлено тем, что в первых калий не входит в кристаллические структуры породообразующих минералов и вместе с хлором концентрируется в стекле, а в кислых эффузивах он входит в их состав (полевых шпатов), в связи с чем нарушается общность их геохимической истории. Хлор может часто отделяться из расп-

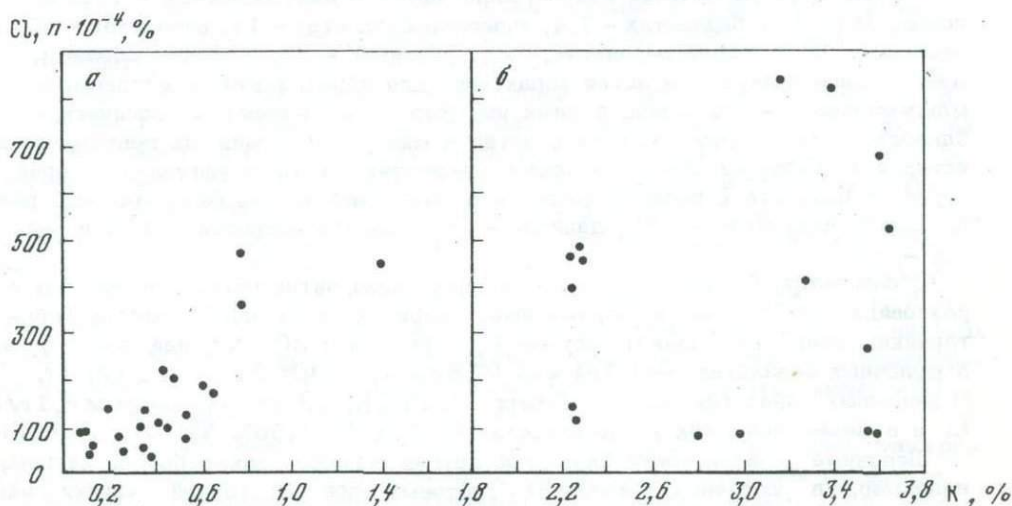


Рис. 23. Корреляция содержания Cl и K в эффузивных породах Исландии  
 а - базальты и андезито-базальты; б - риолито-дациты и риолиты



лава в газовую фазу. Термодинамические расчеты показали (Когарко, Рябчиков, 1961), что происходит увеличение выхода галоидов (F, Cl) в паровую фазу с ростом содержания в системе кремнекислоты. Экспериментальные исследования системы  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} - \text{NaF}_2$  также установили (Когарко и др., 1968), что отделение фтора в газовую систему закономерно возрастает с увеличением в силикатном расплаве содержания кремнекислоты и уменьшением концентрации натрия.

Концентрация хлора в породах Исландии сопоставима с породами аналогичного состава других регионов, в которых она сильно варьирует в породах одного и того же типа: в базальте в пределах 30–540 г/т (среднее из 75 анализов – 129 г/т), андезите – 20–370 (среднее из 17 анализов – 166 г/т), даците – 90–510 (среднее из 10 анализов – 213 г/т), риолите – 20–2000 г/т (среднее из 45 анализов – 328 г/т) (Johns, Huang, 1967).

В базальтах, обогащенных щелочами (калием), хлора больше по сравнению с менее щелочными их разновидностями. Например, в базальтах центральной части Тихого океана, наиболее бедных калием (0,13–0,30%  $\text{K}_2\text{O}$ ), мало и хлора (30–40 г/т), а в разновидностях, значительно обогащенных калием (2,46–4,29%  $\text{K}_2\text{O}$ ), имеется и высокая концентрация хлора (470–1185 г/т Cl) (Bass a.o., 1973).

Выводы. 1. В основных эффузивах Исландии хлора больше, чем в кислых.

2. В щелочных разновидностях базальта концентрация хлора выше, чем в менее щелочных. В кислых эффузивах эта закономерность не наблюдается.

## ЛИТИЙ

Данные по содержанию лития в породах Исландии немногочисленны. В базальтах установлено 13–14 г/т (Ефремова, Мартынова, 1973), 10–20 г/т (Robson, Spector, 1962), риолитах – 11 (Баскина, 1971), обсидианах 3–30 (среднее из 14 анализов – 16 г/т; Carmichael, McDonald, 1961), 16 г/т Li (Gibson, 1969).

Выполненные нами определения лития в породах Исландии приведены в табл. 20. Анализы выполнялись методом пламенной спектрофотометрии (аналитик Л.И. Несмеянова). Таблица показывает, что существуют большие колебания содержания лития в эффузивных породах (2–45 г/т), они значительны в одном и том же типе пород. Например, в базальтах от 2 до 18,5, а в риолитах – от 6,5 до 39 г/т.

Наблюдается увеличение концентрации лития в ряду основные – кислые породы (в г/т): в базальтах – 7,4, андезито-базальтах – 11, андезитах – 15, дацитах – 18,9, риолито-дацитах – 22, риолитах – 24,3. Таким образом, минимальное содержание лития характерно для пород, богатых магнием, а максимальное – для пород, бедных им. Несмотря на кристаллохимическую близость и изоморфное вхождение лития в минералы магния, их геохимическая история не является общей. Величина отношения  $\text{Mg}/\text{Li}$  в эффузивной серии пород от базальта к риолиту постепенно уменьшается; для базальтов оно равно 2680, андезитов – 780, дацитов – 206, риолито-дацитов – 114 и риолитов – 33.

В базальтах, богатых щелочами, концентрация лития обычно выше, чем в разновидностях базальтов, бедных ими. Например, в базальтах района Тейсгарейкир, имеющих в своем составе 0,075% K и 1,30% Na, найдено 3,6, а в щелочных базальтах о-ва Хеймаэй (0,82% K, 3,30% Na) – 13 г/т Li. В щелочных базальтах района Сетберг (1,48% K, 2,61% Na) имеется 8,1 г/т Li и в менее щелочных разновидностях (0,52% K, 1,56% Na) – 4,1 г/т Li.

Щелочные разновидности базальтов других регионов также богаче литием; например, в щелочных базальтах рифтовых зон Восточной Африки найдено 7,9–8,3 г/т Li (Герасимовский, Поляков, 1974). В среднем составе щелочных базальтов установлено 10, а в толеитовых – 8 г/т Li (Prinz, 1967).

Базальты Исландии по концентрации в них лития аналогичны базальтам Срединно-Атлантического хребта, в последних от 2 до 27 г/т Li (Engel a.o., 1965; Muir a.o., 1966; Melson a.o., 1968; Thompson a.o., 1972).

Концентрация лития в кислых эффузивах Исландии (22-24 г/т) ниже, чем в кислых эффузивах других регионов: в риолитах 49-50, риолитовых игнимбритах - 36 (Heier, 1970), риолитах Центрального Казахстана - 36,7 г/т (Авдеев, 1969).

Выводы. 1. Концентрация лития в эффузивной серии пород от базальта к риолиту постепенно увеличивается, а величина отношения Mg/Li резко уменьшается.

2. В базальтах, обогащенных щелочами, содержание лития значительно больше, чем в бедных щелочами.

3. Геохимическая история лития является общей с таковой калия и натрия, а не с магния.

## РУБИДИЙ

Имеющиеся в литературе данные показывают, что содержание рубидия в породах Исландии сильно варьирует даже в одном и том же типе пород. Например, в базальтах имеется 4 (K/Rb = 500), 32 (K/Rb = 406) (Heier a.o., 1966) и 13 г/т Rb (Brooks, Jakobsson, 1974); в базальтах северной части рифта - 2-13 г/т (K/Rb = 188, 0,075% K; K/Rb = 415, 0,183% K; K/Rb = 660, 0,29% K; Sigvaldason, 1974); в третичных базальтах района Сетберг - 2-7 и в четвертичных базальтах - 12-18 г/т (Sigurdsson, 1970); в андезито-базальтах района Геклы - 22-33 г/т (среднее из 13 анализов - 28 г/т); в риолитах - 120 г/т (Баскина, 1971); в обсидианах - 105 (K/Rb = 238; Gibson, 1969), 75-360 (среднее из 14 анализов - 120 г/т; Carmichael, McDonald, 1961); в дайке Стретисхварв: в базальте - 6,2-16,5, андезите - 42, даците - 57, риолито-даците - 90, риолите - 118 (Grunn, Watkins, 1969) и в эффузивных породах разного состава - от 7 до 100 г/т (K/Rb = 365 - для основных пород и 295 - для кислых).

Результаты наших анализов на содержание рубидия в породах Исландии приведены в табл. 20.

Количественные определения выполнены методом пламенной спектрофотометрии (аналитик Л.И. Несмеянова).

Данные табл. 20 свидетельствуют о значительных колебаниях концентрации рубидия в эффузивных породах Исландии. Наблюдается увеличение содержания рубидия в ряду основные породы - кислые породы: в базальтах установлено около 8,7 г/т, андезито-базальтах - 24, андезитах - 40, дацитах - 68, риолито-дацитах - 70, риолитах - 76 г/т Rb.

Содержание рубидия колеблется не только в одном и том же типе пород из разных районов Исландии, но и в пределах одного района. Например, в базальтах района Мивати (северная часть рифта) имеется от 2 до 11 г/т Rb, района Аскья - от 3 до 11 г/т. В базальтах, богатых щелочами, концентрация рубидия значительно выше, чем в разновидностях, бедных щелочами. Так, в базальтах Тейстарейкир, имеющих в своем составе 0,075% K и 1,30% Na, установлено 5 г/т Rb, а в щелочных базальтах о-ва Хеймаэй (0,82% K, 3,30% Na) - 17,4, района Сетберг (1,48% K, 2,61 Na) - 28,4 г/т. Щелочные базальты других регионов также богаты рубидием. Например, в щелочных базальтах рифтовых зон Восточной Африки определено 33 г/т Rb (Герасимовский, Поляков, 1974). В среднем составе щелочных базальтов имеется 51 г/т Rb, а в толеитах - 30 г/т (Prinz, 1967).

Сопоставление базальтов Исландии с базальтами Срединно-Атлантического хребта затруднено, поскольку имеющиеся данные о концентрации рубидия в последних значительно разнятся. Приводятся следующие цифры: 7-22 г/т (Muir a.o., 1966), 0,36-12,9 (Kay a.o., 1970), 1-2,3 (Campsie a.o., 1973), 1,11 г/т Rb (Brooks, Jakobsson, 1974). Вероятно, наиболее достоверны определения рубидия, выполненные за последние годы, учитывая, что

среднее содержание калия в базальтах Срединно-Атлантического хребта (0,161%; Дмитриев, 1973) ниже, чем в базальтах Исландии (0,39%).

Концентрация рубидия в кислых эффузивах Исландии ниже, чем в аналогичных породах других регионов. В риолитах Новой Зеландии установлено 107 г/т ( $K/Rb=251$ ; Ewart, Shipp, 1968), риолитах Северной Америки - 190 (Hedge, 1966), пантеллеритах из Пантеллерии - 175 ( $K/Rb=230$ ; Nicholls, Carmichael, 1969), комендитовых обсидианах - 85-250 ( $K/Rb=329$ ), пантеллеритовых - 125-210 г/т Rb ( $K/Rb=244$ ; MacDonald, Bailley, 1973).

В интрузивных породах Исландии - габбро (7,3 г/т) и гранофирах (76 г/т) - концентрация рубидия очень близка к таковой в эффузивных породах аналогичного состава - базальтам (8,7 г/т), дацито-риолитам (70 г/т) и риолитам (76 г/т).

Геохимическая история рубидия тесно связана с калием. Например, в среднем составе третичных плагобазальтов имеется 0,39% K и 6,5 г/т Rb, а в третичных базальтах вулканов центрального типа наблюдается большая концентрация не только калия (0,59%), но и рубидия (15,3 г/т), а в щелочных базальтах о-ва Хеймаэй она еще выше - 0,82% K и 17,4 г/т Rb.

Средние величины калий-рубидиевого отношения для различных типов пород Исландии варьируют незначительно. Для основных эффузивов (базальты - 475, андезитобазальты - 448, андезиты - 413) эти величины несколько выше, чем для кислых (дациты - 392, риолито-дациты - 373, риолиты - 370). От базальта к риолиту наблюдается постепенное уменьшение величины отношения  $K/Rb$ .

Полученные нами величины отношения  $K/Rb$  для базальтов северной части рифта не совпадают с данными Г. Сигвальдасона, приведенными выше. По Г. Сигвальдасону, базальты с низкой концентрацией в них калия характеризуются наименьшими величинами отношения  $K/Rb$ . Нами получены иные данные: базальты с низкой концентрацией калия (0,075%, район Терстарейкир) имеют более высокую величину отношения  $K/Rb$  (около 680) по сравнению с базальтами, в большей степени обогащенными калием (район Миватн - 0,25% K,  $K/Rb = 555$ ; район Аскья - 0,41% K,  $K/Rb = 470$ ).

По величине калий-рубидиевого отношения базальты Исландии ( $K/Rb = 448$ ) резко отличаются от базальтов Срединно-Атлантического хребта ( $K/Rb=1100-1380$ ; Hart a.o., 1973), хотя в этих породах вблизи Исландии данная величина значительно меньше ( $K/Rb=513$ , среднее из 24 анализов; Brooks, Jakobsson, 1974). В базальтах Индийского океана  $K/Rb=407$  (Heier, 1970). Кислые эффузивы по сравнению с основными имеют более низкие величины отношения  $K/Rb$  (дациты - 270, риолиты - 250, кислые вулканические стекла - 237; Heier, 1970).

**Выводы.** 1. Содержание рубидия в эффузивных породах Исландии варьирует от 1 до 108 г/т. Оно максимально в породах, богатых калием.

2. Концентрация рубидия в серии эффузивных пород от базальта к риолиту постепенно увеличивается, а величина отношения  $K/Rb$  уменьшается. Геохимическая история рубидия является общей с таковой калия.

3. Базальты Исландии имеют в составе рубидия больше, чем базальты Срединно-Атлантического хребта.

#### БЕРИЛИЙ

Данные о бериллии в породах Исландии в литературе очень скудные. Лишь С.В. Ефремова и А.В. Мартынова (1973) отмечают, что его среднее содержание в базальтах (5 анализов третичных и 45 четвертичных) составляет 1,1 г/т, пределы колебаний не указаны.

Результаты наших исследований приведены в табл. 33. Определение бериллия в породах проводилось спектральным методом анализа на дифракционном спектрографе американской фирмы "Бэрд". Пробы и стандарты сжигались в дуге постоянного тока. Чувствительность определения 5·10<sup>-5</sup>% Be (Германия).

симовский, Сапронова и др., 1976). Содержание бериллия в эффузивных породах Исландии значительно варьирует: в базальтах — от 1 до 6,4, в риолитах — от 2,4 до 12 г/т. В основных эффузивах его концентрация ниже, чем в кислых. Наблюдается постепенное увеличение содержания бериллия в серии пород: базальты (2,4 г/т) — андезито-базальты (3,9 г/т) — андезиты (6,1 г/т) — дациты (8,2 г/т) — риолито-дациты (8,9 г/т). Исключение составляют риолиты, в которых оно меньше (5,8 г/т), чем в риолито-дацитах.

Среди базальтов Исландии щелочные их разновидности содержат больше бериллия. Например, в щелочных базальтах о-ва Хеймаэй (3,30% Na и 0,824% K) найдено 5,3 г/т, а в типично толеитовых базальтах района Тейстарейкир (1,3 Na и 0,075% K) — 1,05 г/т Be. В риолито-дацитах, связанных с толеитовыми базальтами, концентрация бериллия (5,7–7,2 г/т) ниже, чем в щелочных сериях этих пород (13,8 г/т).

Эффузивы третичного возраста по содержанию бериллия мало отличаются от четвертичных. Если в среднем составе третичных базальтов имеется 2,2 г/т Be, то в четвертичных — 2,5 г/т, а в риолитах 6,2 и 5,7 г/т соответственно.

В долерито-базальтах дайкового комплекса (1,9 г/т Be) и габбро (1,4 г/т) бериллия несколько меньше, чем в базальтах. В гранофирах концентрация бериллия (6,6 г/т) аналогична таковой в кислых эффузивах четвертичного возраста (6,2–6,7 г/т Be).

Закономерности распределения бериллия в породах Исландии аналогичны таковым для фтора. Это особенно четко проявляется в риолитах. В последних (5,8 г/т Be, 990 г/т F) по сравнению с риолито-дацитами (8,9 г/т Be, 1640 г/т F) меньше не только бериллия, но и фтора. Это указывает на эмпирическую закономерность общности геохимической истории бериллия и фтора.

"Экспериментально показано, что при прочих равных условиях отделение фтора в газовую фазу возрастает с увеличением кислотности силикатного расплава" (Когарко и др., 1968, с. 955). Вероятно, из силикатного расплава, из которого образовывался риолит, в газовую фазу удалялось больше фтора (в виде  $\text{SiF}_4$ ), чем при формировании риолито-дацита. Это и обусловило меньшую концентрацию фтора в риолите по сравнению с риолито-дацитом. Возможно также удаление из силикатного расплава наряду со фтором и бериллия в форме комплексных соединений типа фторбериллатов и др. Известно, что для большинства месторождений бериллия характерна его связь со фтором, обычно наблюдается тесный парагенезис бериллиевых минералов с топазом и флюоритом. Это указывает на значительную роль фтора при выносе бериллиевых соединений из магмы (Беус, 1964).

Принято считать, что бериллий в магматическом процессе находится в рассеянном состоянии, изоморфно замещая кремний. Это, вероятно, вызвано структурным сходством фторида бериллия и окиси кремния, фторбериллиатов и силикатов.

Г. Реми (1972, с. 267) указывает на то, что "при охлаждении расплава  $\text{BeF}_2$  (как и  $\text{SiO}_2$ ) в большинстве случаев образуется стекло. Стеклообразный  $\text{BeF}_2$  (по Варрену) имеет структуру, совершенно аналогичную силикатным стеклам ... Структуры кристаллических  $\text{BeF}_2$  и  $\text{SiO}_2$ ) также близки ... Фторбериллиаты обнаруживают структурную аналогию с силикатами. Например,  $\text{Li}(\text{BeF}_3)$  или  $\text{Li}(\text{Be}_2\text{F}_6)$  изоструктурны энстатиту  $\text{Mg}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$  ... у  $\text{Na}_2(\text{BeF}_4)$  такой же тип структуры, как у форстерита  $\text{Mg}_2(\text{SiO}_4)$  и всех модификаций  $\text{Ca}_2(\text{SiO}_4)$ ".

Для выявления корреляционной связи между Be и F было математически обработано 136 анализов горных пород и результаты сведены в табл. 36. Оценить значимость коэффициента корреляции можно, подсчитав величину  $d = \frac{r}{\sigma(r)}$ . Если она больше 3 или 4, то коэффициент корреляции значим и корреляционная связь считается установленной.

Неоднократно акцентировалось внимание на положительной корреляции бериллия и фтора (Coats a.o., 1962; Griffiths, Powers, 1963; Shawe, Berkold, 1964).

Сопоставление концентрации бериллия в базальтах Исландии и других регионов показывает, что в первых его больше. Приводятся следующие данные: 0,1 г/т (Shawe, Berkold, 1964), 0,3 (число анализируемых образцов - 10; Sandell, 1952), 0,45-0,53 г/т Be (число образцов - 36; Петров, Леонова, 1973). Неясно, насколько достоверны имеющиеся в литературе цифры по содержанию бериллия в базальтах и других типах магматических пород, поскольку данные по этому элементу для международных стандартов сильно варьируют.

По сравнению с базальтами цифр по бериллию в кислых эффузивах значительно больше. Много данных имеется по кислым эффузивам Запада США. Здесь в 182 образцах, главным образом в риолитах и риолито-дацитах, установлено

Таблица 36

Оценка выборочного коэффициента корреляции бериллия и фтора для пород Исландии

Коррелируемые элементы	$r$	$\sigma$	$n$
Be-F	0,5	0,66	136

$r$  - коэффициент корреляции;  $n$  - выборка (число анализов);  $\sigma$  - стандартное отклонение (Беус и др., 1965).

3,6 г/т (Coats a.o., 1962), в 170 образцах кислых вулканических стекол - от 2,0 до 11,0 г/т (Griffiths, Powers, 1963) и в 737 образцах кислых эффузивов ( $\text{SiO}_2$  больше 64%) - от 1,4 до 4,7 г/т Be (Shawe, Berkold, 1964). Для риолитов Советского Союза приводится цифра около 6 г/т Be (Беус, 1964).

Сопоставление основных эффузивов Исландии с базальтами Срединно-Атлантического хребта по концентрации в них бериллия не представляется возможным, поскольку в последних бериллий не определялся.

**Выводы.** 1. В основных эффузивах по сравнению с кислыми меньше не только бериллия, но и фтора. Наблюдается постепенное увеличение этих элементов в эффузивной серии пород от базальта до риолито-дацита. Проявляется корреляция в породах между бериллием и фтором.

2. Щелочные базальты обогащены бериллием (равно как и фтором) в большей степени, чем толеитовые разновидности базальтов.

## МЕДЬ

Данных о содержании меди в породах Исландии немного. В базальтах северной части рифта установлено 49-143 г/т (среднее из 36 анализов - 101 г/т; Sigvaldason, 1974), в базальтах Сетберга - 50-100 (третичные), 30-60 (четвертичные) (Sigurdsson, 1970), андезито-базальтах района Гекла - 18-25 (среднее из 13 анализов - 21 г/т; Sigvaldason, 1973), обсидианах - 5-14 (среднее из 14 анализов - 9 г/т; Carmichael, McDonald, 1961), в дайке Стрегисхварв: базальте - 150-161, андезите - 120, даците - 72, риолито-даците - 45, риолите - 6,7 г/т Cu (Gunn, Watkins, 1969).

Определение меди в породах Исландии проводилось эмиссионным спектральным методом на квантометре ARL (Герасимовский, Лактионова, Коваленкер, 1975). Результаты этих определений помещены в табл. 23. Наблюдается постепенное уменьшение содержания меди в серии пород базальты (138 г/т) - андезито-базальты (72 г/т) - андезиты (38 г/т) - дациты (20 г/т) - риолито-дациты (14 г/т) - риолиты (13 г/т).

Концентрация меди в интрузивных породах (в габбро - около 104, гранофирах - 12 г/т) аналогична таковой в их эффузивных аналогах (базальтах и риолитах).

Установлены большие колебания содержаний меди в породах Исландии; например, в базальтах — от 20 до 355, в риолитах — от 4 до 30 г/т. В щелочных эффузивах концентрация меди ниже. В щелочных базальтах о-ва Хеймаэй и п-ова Снайфедльснес имеется 44–52 г/т Cu, тогда как в среднем составе базальтов Исландии установлено 138 г/т. В среднем составе щелочных базальтов различных регионов меди несколько меньше (108 г/т) по сравнению с толеитовыми (127 г/т; Prinz, 1967).

Одни исследователи связывают медь в магматических породах с сульфидами, другие считают, что она находится в породообразующих минералах, изоморфно замещающая в них двухвалентное железо и магний ( $\text{Cu}^{2+} = 0,90 \text{ \AA}$ ;  $\text{Fe}^{2+} = 0,80 \text{ \AA}$ ;  $\text{Mg}^{2+} = 0,74 \text{ \AA}$ ).

В одной из недавно опубликованных работ (Пучков и др., 1974) были рассмотрены формы вхождения меди (атомарная, изоморфная, сульфидная и окисная), в породообразующие и акцессорные минералы. Установлено, что на долю первых двух форм меди приходится лишь незначительный процент.

Приведенные в табл. 24 данные показывают лишь небольшое превышение концентрации меди (14–46 г/т) в темноцветных породообразующих минералах Исландии по сравнению с лейкократовыми (7,7–22 г/т). Сопоставляя эти цифры, можно сделать заключение, что в основных эффузивах значительная часть меди связана не с породообразующими минералами, а с сульфидами.

Выводы. 1. Содержание меди в эффузивной серии пород от базальта к риолиту постепенно уменьшается.

2. В базальтах, обогащенных щелочами, концентрация меди ниже, чем в толеитах.

3. В основных эффузивах значительная часть меди связана не с породообразующими минералами, а с сульфидами.

## СЕРЕБРО

Данные о концентрации серебра в породах Исландии приводятся только в одной работе (Ефремова, Мартынова, 1973), да и те, вероятно, малодостоверны. В ней помещены цифры лишь для базальтов (третичных и четвертичных), в которых найдено до 3–4 г/т Ag.

Результаты наших анализов на серебро в породах Исландии приведены в табл. 31. Серебро определялось спектральным методом (аналитик Л.А. Борисенок).

Цифры, приведенные в табл. 31, показывают, что содержание серебра в базальтах варьирует от 0,02 до 0,06 г/т, а в риолитах — от 0,02 до 0,05 г/т. В основных эффузивах серебра несколько больше, чем, в кислых. В третичных базальтах имеется около 0,035 г/т Ag, в четвертичных — 0,040, в третичных риолитах — 0,030, а в четвертичных — 0,029 г/т.

В третичных долерито-базальтовых дайках имеется 0,033 г/т Ag, почти столько же, сколько и в третичных базальтах. Концентрация серебра в габбро (0,028 г/т) несколько ниже по сравнению с базальтами. В гранофирах серебра около 0,037 г/т.

Содержание серебра в магматических породах, по данным А.П. Вишгородова (1962), следующее (в г/т): в ультраосновных — 0,05, основных — 0,10, кислых — 0,05. Аналогичные данные приводятся также для магматических пород Японии: в ультраосновных содержится 0,06 г/т Ag, габбро — 0,11, базальтах — 0,10, андезитах — 0,08, липаритах — 0,049, гранофирах — 0,051 и гранитах — 0,037 г/т (Hamagutchi, Kuroda, 1959).

Выводы. 1. Основные эффузивы по сравнению с кислыми эффузивами несколько богаче серебром.

2. Содержание серебра в породах Исландии ниже, чем в породах аналогичного состава других регионов.

## ЦИНК

Приводятся следующие данные о концентрации цинка в магматических породах Исландии (в г/т): в базальтах - 36-126 (среднее 76 из 36 анализов; Sigvaldason, 1973), 70-100 (Sigurdsson, 1970), 104-118 (Gunn, Watkins, 1969), 106 (четвертичные) - 140 (третичные; Ефремова, Мартынова, 1963), в щелочных базальтах - 119 (Sigvaldason, 1973), андезито-базальтах - 145 (среднее из 13 анализов; Sigvaldason, 1973), 135-165 (Sigurdsson, 1970), андезите - 119 (Gunn, Watkins, 1969), 140-170 (Sigvaldason, 1973), даците - 110 (Gunn, Watkins, 1969), риолите-даците - 140-160 (Sigurdsson, 1970), риолите - 110 (Gunn, Watkins, 1969), 125 (Gibson, 1969), обсидиане - 115 (Gibson, 1969), 125 (среднее из 14 анализов; Carmichael, McDonald, 1961), гранофире - 110 (Sigurdsson, 1970).

Полученные нами данные приведены в табл. 31. Определение цинка выполнено спектральным методом (аналитик Л.А. Борисенко). Концентрация цинка в породах значительно варьирует: в базальтах - 85-215, в риолитах - 80-170 г/т. В основных эффузивах цинка несколько больше, чем в кислых. Среднее содержание элемента в базальтах составляет 144, в риолитах - 122 г/т.

В дайках долерито-базальта цинка несколько больше (155 г/т), чем в базальтах, а в габбро его меньше (125 г/т). Гранофиры по концентрации цинка (120 г/т) аналогичны кислым эффузивам.

В базальтах Срединно-Атлантического хребта цинка несколько меньше (122 г/т; Melson, Thompson, 1971), чем в базальтах Исландии (144 г/т). Вероятно, это обусловлено неодинаковым количеством в них железа. Среднее содержание железа в четвертичных платобазальтах Исландии - 9,87% (Jakobsson, 1972), а в базальтах Срединно-Атлантического хребта - 7,70% (Дмитриев, 1973). При изучении базальтов, а также и родственных им пород ряда регионов США и Гавайских островов было установлено (Rader a.o., 1960), что имеется прямая корреляция между цинком и железом.

В базальтах разных регионов земного шара концентрация цинка варьирует от 62 до 154 г/т, в кислых эффузивах - от 33 до 120 г/т, а в комендитах и пантеллеритах она значительно возрастает - до 290-500 г/т (Wedepohl, 1972).

**Выводы.** 1. Основные эффузивы Исландии обогащены цинком в большей мере, чем кислые.

2. Эффузивные породы Исландии, по сравнению с аналогичными породами других регионов, богаче цинком.

## РТУТЬ

Большие расхождения в приводимых цифрах содержания ртути в породах обусловлены и методическими ошибками ее определения.

Литературные данные о содержании ртути в породах Исландии отсутствуют. Результаты наших исследований по установлению концентрации ртути в породах Исландии приведены в табл. 37. Определение ртути (аналитики Ю.А. Стахеев, С.А. Стахеева) проводилось на недисперсионном атомно-флуоресцентном ртутном фотометре с пределом чувствительности  $3 \cdot 10^{-11}$  г ртути по методике, изложенной в работе Ю.А. Стахеева и Ю.Н. Кузнецова (1970).

Сопоставление данных, приведенных в табл. 37, показывает, что содержание ртути в анализируемых породах Исландии значительно ниже, чем это установлено для аналогичных типов пород другими исследователями. Прямое сопоставление содержаний ртути в исследованных образцах с данными других исследователей затруднительно главным образом из-за отсутствия сведений о принимаемых ими мерах предосторожности от сорбции ртути из атмосферы. Эксперименты, выполненные Ю.А. Стахеевым и С.А. Стахеевой, позволяют акцентировать внимание на следующем: 1) порошки горных пород активно поглощают ртуть из атмосферы, что приводит к значительному завышению резуль-

Таблица 37

Содержание ртути в породах Исландии (в г/т)

Порода	Число анализов	Среднее значение Hg, $10^{-7}$	Пределы колебаний
Базальты	33	1,63	0,05-6,80
Восточная часть Исландии	15	2,45	0,56-6,80
Северо-западная часть Исландии	6	0,47	0,05-1,30
Андезито-базальты	4	0,98	0,10-2,06
Андезиты	3	0,70	0,41-1,22
Дациты	2	1,32	0,35-2,30
Риолито-дациты	5	0,79	0,11-1,47
Риолиты	5	0,63	0,05-1,57
Габбро	3	0,68	0,15-1,20
Гранофиры	3	0,69	0,10-1,10

татов ее определений; 2) для предотвращения сорбции ртути анализируемыми пробами следует упаковывать штуды проб в алюминиевую фольгу, анализировать пробы непосредственно после измельчения и не переизмельчать пробы; 3) снижение разброса повторных определений ртути по мере увеличения аналитической навески происходит значительно слабее, чем это должно быть при распределении содержаний ртути по нормальному закону. Поэтому для снижения погрешностей отбора проб при анализе ртути в горных породах более эффективным средством является увеличение числа повторных определений, нежели увеличение массы анализируемой пробы (Стахеев и др., 1975).

Вполне вероятно, что данные предыдущих исследователей о содержании ртути могли быть сильно завышены. Контрольные определения количества ртути в некоторых исследованных образцах Исландии были выполнены в лаборатории, руководимой В.П. Федорчуком (ИМГРЭ), на атомно-абсорбционном фотометре РАФ-3 и не показали значительных расхождений с результатами, приведенными в табл. 37. Концентрация ртути в базальтах Исландии выше ( $1,63 \cdot 10^{-7}\%$ ), чем в кислых эффузивных породах ( $0,79-0,63 \cdot 10^{-7}\%$ ). К сожалению, литературные сведения по этому вопросу противоречивы: по данным одних исследователей (Виноградов, 1962; Siegel a.o., 1973), ртути в основных породах больше, чем в кислых, а по данным других (Turekian, Wedepohl, 1961), — наоборот.

В базальтах востока Исландии ртути больше ( $2,45 \cdot 10^{-7}\%$ ), чем ее северо-западной части ( $0,47 \cdot 10^{-7}\%$ ). Это, возможно, объясняется большей вулканической активностью в восточной части Исландии по сравнению с северо-западной. С этим, вероятно, связано и повышенное содержание ртути в атмосфере Исландии (Siegel a.o., 1973).

Из обзора (Jonasson, Boyle, 1972) следует, что в магматических породах количество ртути значительно варьирует: в ультраосновных —  $7-250 \cdot 10^{-7}\%$  (среднее —  $168 \cdot 10^{-7}\%$ ), основных интрузивных —  $5-84 \cdot 10^{-7}\%$  (среднее —  $28 \cdot 10^{-7}\%$ ), основных эффузивных —  $5-40 \cdot 10^{-7}\%$  (среднее —  $28 \cdot 10^{-7}\%$ ), кислых интрузивных —  $7-200 \cdot 10^{-7}\%$  (среднее —  $62 \cdot 10^{-7}\%$ ), кислых эффузивных —  $2-200 \cdot 10^{-7}\%$  (среднее —  $62 \cdot 10^{-7}\%$ ), щелочных породах —  $40-1400 \cdot 10^{-7}\%$ .

**Выводы.** Наши цифры о содержании ртути в магматических породах Исландии гораздо ниже приводимых предыдущими исследователями. Возможно, что ими не учитывалась сорбция ртути из атмосферы растертыми в порошок пробами горных пород.



## СВИНЕЦ

По данным А.П. Виноградова (1962), свинца в кислых породах больше (20 г/т), чем в основных (8 г/т) и ультраосновных (0,1 г/т). О содержании свинца в породах Исландии имеются следующие данные: в базальтах - 0,74-3,86 г/т (Welke a.o., 1968), 0,414-1,61 (Sun, Borming, 1975), 3,6-4,2 (Gunn, Watkins, 1969), 15 (третичные базальты), 10 (четвертичные; Ефремова, Мартынова, 1973), в андезитах - 4,31 (Welke a.o., 1968; Gunn a.o., 1969), 6,5 (Gunn, Watkins, 1969), даците - 4,41-4,62 и 7,1 (Welke a.o., 1968), риолите - 15 (Gunn, Watkins, 1969), обсидиане - 9 (Carmichael, McDonald, 1961), 10 и 7,71-12,82 (Gibson, 1969), гранофире - 4,14-7,3 г/т (Welke a.o., 1968).

Результаты наших определений приведены в табл. 31. Свинец определялся спектральным методом (аналитик Л.А. Борисёнок). Таблица показывает, что содержание свинца в основных эффузивах значительно ниже по сравнению с кислыми. В базальтах установлено 3,7-4, в риолитах 9-11 г/т Pb. В третичных долерито-базальтовых дайках имеется около 4, габбро - 3,6, гранофирах - 11 г/т Pb.

Концентрация свинца в базальтах Исландии несколько выше, чем в базальтах Срединно-Атлантического хребта - около 2 г/т (Melson, Thompson, 1971), 2-3 г/т (Thompson a.o., 1972). Это, вероятно, можно объяснить более низкой концентрацией калия в последних по сравнению с базальтами Исландии. К. Ведеполь (Wedephol, 1974) показал, что с увеличением содержания  $K_2O$  в породе увеличивается и концентрация свинца. В кислых эффузивах Исландии концентрация свинца (8,9-10,1 г/т) ниже, чем в аналогичных породах других регионов (средние величины для риолитов варьируют от 13 до 40,1 г/т (Wedephol, 1974).

Выводы. 1. В кислых эффузивах Исландии свинца больше, чем в основных.

2. В базальтах Исландии концентрация свинца несколько выше по сравнению с базальтами Срединно-Атлантического хребта, а в кислых эффузивах она ниже, чем в риолитах других регионов.

## МОЛИБДЕН

Содержание молибдена в магматических породах низкое. По данным А.П. Виноградова (1962), в основных породах его больше (1,41 г/т), чем в кислых (1,0 г/т).

В работе В.И. Рехарского (1973) приводятся иные данные: в основных породах - 1,1, а в кислых - 1,3 г/т.

Литературных данных о концентрации молибдена в породах Исландии мало. Для базальтов имеются следующие цифры: 1,9-3,4 г/т Mo (среднее из 14 анализов - 2,5 г/т; Carmichael, McDonald, 1961), 3,4 (среднее из 5 анализов третичных базальтов), 2,8 г/т (среднее из 45 анализов четвертичных базальтов; Ефремова, Мартынова, 1973). В риолитах найдено около 2,5 г/т (Carmichael, McDonald, 1961), обсидианах - 2,61 г/т Mo (среднее из 6 анализов; Gibson, 1969).

Результаты наших определений приведены в табл. 31. Молибден определялся спектральным методом (аналитик Л.А. Борисёнок). Цифры, приведенные в таблице, показывают, что содержание молибдена в базальтах варьирует от 1,2 до 3, а в риолитах значительно - от 1,8 до 8 г/т. В основных породах молибдена меньше, чем в кислых. В третичных базальтах имеется 1,9 г/т Mo, в четвертичных - 2,16 г/т, тогда как в третичных базальтах - 3,3, а в четвертичных - 3,9 г/т.

В третичных долерито-базальтовых дайках молибдена установлено столько же (1,9 г/т), сколько и в третичных базальтах. Концентрация его в габбро (1,9 г/т) та же, что и в третичных базальтах.

Сопоставление данных о содержании молибдена в эффузивных породах Исландии с аналогичными породами других регионов затруднено, поскольку эффузивы других регионов на молибден охарактеризованы недостаточно.

**Вывод.** Кислые эффузивы Исландии по сравнению с основными богаче молибденом.

### ИЗОТОПЫ

Гелий. Применение изотопного отношения  $He^3/He^4$  в качестве генетического критерия освещалось в литературе неоднократно (Мамырин и др., 1969; Герлинг и др., 1971; Толстихин, 1975). Было установлено, что величина  $He^3/He^4$  для пород варьирует в весьма широком диапазоне, от  $n \cdot 10^{-5}$  до  $n \cdot 10^{-8}$ . Наиболее высокие значения его близки к типичному для мантии Земли  $(3-5) \cdot 10^{-4}$ .

На изотопный состав гелия в породах оказывает влияние количество радиоактивных элементов. Поэтому применение изотопного отношения  $He^3/He^4$  в качестве генетического критерия более приемлемо для молодых пород с малым содержанием урана и тория, чем для древних.

Нами выполнены определения гелия в ряде образцов горных пород разного состава (табл. 38). Результаты этих исследований и методика приведены в работе Б.А. Мамырина и др. (1974). Цифры, представленные в таблице, показывают, что изотопные отношения  $He^{3+}/He^{4+}$  в породах Исландии варьируют в пределах  $1 \cdot 10^{-5}$ – $4 \cdot 10^{-8}$ . Имеют место существенные различия этих значений для одного и того же типа пород. Например, для базальтов найдены следующие величины:  $1 \cdot 10^{-5}$ ;  $1,2 \cdot 10^{-6}$ ;  $3,2 \cdot 10^{-7}$ , для риолитов –  $5 \cdot 10^{-6}$ ;  $4 \cdot 10^{-8}$  и риолито-дацитов –  $1,5 \cdot 10^{-5}$ . Следует иметь в виду, что даже однотипные породы одного района могут быть дегазированы в различной степени

Таблица 38

Содержание и изотопный состав He в породах Исландии

Порода	Место взятия образца	$He^3/He^4$	$He^4, \text{см}^3/\text{г}$
Базальт	Восточная часть Исландии (Рейдарфьордур)	$1,2 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-7}$
"	То же	$3,2 \cdot 10^{-7}$	$2,3 \cdot 10^{-7}$
"	П-ов Снайфедльснес	$< 1 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-9}$
"	Северная часть рифта (Миватн)	$< 2 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-8}$
Андезито-базальт	Южная часть рифта (Гекла)	$5 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-9}$
Андезит	П-ов Снайфедльснес	$< 4,7 \cdot 10^{-6}$	$6,5 \cdot 10^{-9}$
Дацито-риолит	Восточная часть Исландии (район Хов)	$< 1,5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-9}$
Риолит	То же (Беруфьоруртин-дур)	$< 4 \cdot 10^{-8}$	$1,3 \cdot 10^{-7}$
"	Северная часть рифта (Тейстарейкир)	$< 5 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-9}$
Гранофир	То же (Миватн)	$3,5 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-9}$

в зависимости от извержения и остывания, а также от содержания радиоактивных элементов и возраста пород.

В Исландии установлены базальты ( $He^3/He^4 = 1 \cdot 10^{-5}$ ) и риолито-дациты ( $He^3/He^4 \approx 1,5 \cdot 10^{-5}$ ) с высокими величинами отношения  $He^3/He^4$ , типичными для базальтового слоя (Крылов и др., 1974). Это позволяет сделать вывод о формировании их за счет мантийных расплавов.

Изотопы гелия изучались и в газах гидротерм Исландии (Кононов и др., 1974). Установлено, что изотопные отношения  $He^3/He^4$  в газах гидротерм на всей территории Исландии по величине близки к мантийным и свидетельствуют об отсутствии в ее разрезе сколько-нибудь существенного континентального "гранитного" слоя.

Кислород. Главной тенденцией распределения изотопов кислорода в магматических породах является максимальное накопление  $O^{18}$  в кислых породах и минимальное его содержание в ультраосновных. Средние величины  $\delta O^{18}$  (в %) для ультраосновных пород около 5,2 (5,2-6), основных - 5,7 (5,6-5,8), оливниновых и океанических толеитовых базальтов - 6,73 (5,9-7,6) и кислых пород - от 7 до 11 (Донцова, 1970, 1976). Эффузивные породы Исландии аномальны по содержанию изотопов кислорода. Для базальтов величина  $\delta O^{18}$  варьирует от 1,8 до 5,7% (Muehlenbachs a.o., 1974). Низкие значения  $\delta O^{18}$ , по мнению этих исследователей, можно было бы объяснить: 1) обменом кислорода между магмой и низким  $\delta O^{18}$  гидротермально измененных пород; 2) обменом с метеорной водой, содержащей низкие величины  $\delta O^{18}$ ; 3) необычайным составом мантии под Исландией. Эти же исследователи считают, что ни одна из упомянутых выше моделей не дает удовлетворительного ответа.

Низкие значения  $\delta O^{18}$  отмечаются и для эффузивов кислого состава - от 5,9 до 0,4% (Muehlenbachs, 1973). Для щелочных базальтов недавних извержений вулканов Сюртсей (1964 г.) и Хеймаэй (1973 г.) величина  $\delta O^{18}$  - от 5,5 до 5,7% (Muehlenbachs, Jakobsson, 1973).

Стронций. Многочисленными исследователями установлено, что породы, образовавшиеся при плавлении, метасоматозе или ассимиляции типичного корового материала, характеризуются более высоким первичным отношением  $Sr^{82}/Sr^{87}$  по сравнению с неконтаминированными породами, выплавленными из мантии (Фор, Пауэлл, 1974). По данным указанных исследователей, средняя величина отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  для 164 базальтов океанических островов составляет около 0,7037. Бедные калием базальты океанического дна отличаются более низкими величинами и стронциевого отношения по сравнению с островными базальтами. В гранитах данные отношения варьируют от 0,700 до 0,737, обычно составляя около 0,707.

Для пород Исландии проведены многочисленные определения отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$ . Они показывают, что величины этого отношения для базальтов изменяются в пределах 0,7021-0,7036, для габбро (5 анализов) - 0,7026-0,7035, исландитов (3 анализа) - 0,70331-0,70369, риолитов (5 анализов) - 0,70327-0,70372, обсидиана (1 анализ) - 0,7017 и гранофилов (10 анализов) - 0,7010-0,7035 (Moorbath, Walker, 1965; Heier a.o., 1966; Hart a.o., 1971; O'Nions, Grønvold, 1973; O'Nions, Pankhurst, 1973; Hart a.o., 1973; Flower a.o., 1975; Sun, Borming, 1975).

Из приведенных данных следует, что величины отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  для магматических пород Исландии разного состава аналогичны. Они свидетельствуют о формировании этих пород из расплавов, имеющих один и тот же глубинный источник. По величине отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  этих породы аналогичны базальтам дна океанических островов. Иногда для базальтов Исландии величины этого отношения (0,7024, среднее значение для 12 основных пород) даются более высокими по сравнению с кислыми породами (0,7016, среднее из 11 анализов; Moorbath, Walker, 1965). Повышенные значения отношений  $Sr^{87}/Sr^{86}$  (до 0,70360-0,70372) в риолитах Торвайёкудль объясняются образованием их в результате переплавления третичных габброидных пород слоя 3

(O'Nions, Grönvold, 1973). Базальты Исландии по величине этого отношения (0,70304) очень близки к базальтам Срединно-Атлантического хребта (0,70265; Brooks, Jakobsson, 1974).

Свинец. Породы характеризуются следующими отношениями изотопов свинца:  $Pb^{206}/Pb^{204}$ ,  $Pb^{207}/Pb^{204}$ ,  $Pb^{208}/Pb^{204}$ . Исследования, выполненные (Welke a.o., 1968) по установлению изотопного состава свинца магматических пород Исландии (5 анализов базальта, 1 - андезита, 2 - дацита, 2 - обсидиана и 7 - гранофира), показали, что величины отношения  $Pb^{207}/Pb^{204}$  очень близки (15,53-15,74). Большие различия  $Pb^{206}/Pb^{204}$  (18,33-19,18) и  $Pb^{208}/Pb^{204}$  (38,27-39,21) объясняются разным содержанием в породах радиоактивных элементов. Например, концентрация урана в них варьирует от 0,16 до 6,90 г/т. Кислые породы по изотопам свинца аналогичны основным.

Недавно выполненные исследования постледниковых базальтов показали близкие величины изотопов свинца в них приведенным выше данным, а именно:  $Pb^{207}/Pb^{204} = 15,476-15,558$ ;  $Pb^{206}/Pb^{204} = 18,466-19,260$ ;  $Pb^{208}/Pb^{204} = 38,178-38,925$  (Sun, Dorning, 1975).

Средние величины изотопных отношений свинца базальтов Исландии ( $Pb^{207}/Pb^{204} = 15,59$ ;  $Pb^{206}/Pb^{204} = 18,82$ ;  $Pb^{208}/Pb^{204} = 38,68$ ) аналогичны таковым базальтов Срединно-Атлантического хребта ( $Pb^{207}/Pb^{204} = 15,543$ ;  $Pb^{206}/Pb^{204} = 18,672$ ;  $Pb^{208}/Pb^{204} = 38,307$ ) (Brooks, Jakobsson, 1974). Это указывает на генетическую связь расплавов, из которых формировались базальты Исландии и Срединно-Атлантического хребта.

#### ГАЗЫ

Характеристика газов приводится по данным С.В. Икорского и А.И. Полякова (1976). Изучение газовой составляющей проводилось на образцах, представляющих все главные разновидности пород Исландии (табл. 39).

Постоянными компонентами газов являются  $H_2$ ,  $CH_4$  и тяжелые углеводороды. В некоторых пробах обнаружены  $CO$ ,  $CO_2$  и  $He$ . Существует корреляционная зависимость между содержанием метана и его гомологов. В целом эффузивные породы Исландии характеризуются низким содержанием газов, в большинстве образцов  $< 1 \text{ см}^3/\text{кг}$ . Рифтогенные четвертичные вулканиты несколько богаче газовой составляющей, чем третичные дорифтовые породы.

Щелочные разновидности базальтов Исландии по составу резко отличаются от типичных толеитовых разновидностей. В качестве примера приведем сопоставление толеитовых базальтов района Тейстарейкир и щелочных базальтов о-ва Хеймаэй. В последних значительно меньше типоморфных элементов основных пород: Ca, Mg, V, Cr, Ni, Co, Sc, Cu, исключая Sr, Ti и P, но больше Na, K, F и редких литофильных элементов: Li, Rb, Be, Ba, TR, Zr, Nb и др. (Na, K, Ca, Mg и Ti в %, остальные - в г/т):

	Na	K	Ti	Li	Rb	Be	Ba	Y	Zr	Nb
Тейстарейкир	1,3	0,075	0,53	3,6	5,0	1,05	30	16	61	2,4
О-в Хеймаэй	3,3	0,824	1,84	13	17,4	5,3	265	44	290	31
	F	P	Ca	Mg	V	Cr	Ni	Co	Sc	Cu
Тейстарейкир	100	300	8,68	5,31	259	413	133	50	36	142
О-в Хеймаэй	720	1760	5,16	2,02	217	29	20,4	37,2	17	44

Высокие концентрации литофильных элементов, F, а также Sr, Ti и P установлены и для ультращелочных (агпайтовых) пород Кольского полуострова (Ловозерский массив), Гренландии (Илимауссакский массив) и других регионов.

Таблица 39

Состав и содержание газов в породах (см<sup>3</sup>/кг)

Образец	Порода	H <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	Общее содержание
Комплекс третичных плато базальтов (восточная Исландия)					
12305	Оливиновый базальт	0,51	0,00	0,0027	0,51
12312	Порфирированный базальт	0,43	0,00	0,0030	0,44
12156	Андезит-базальт	0,25	0,08	0,0013	0,33
12109	Риолит	0,23	0,59	0,0012	0,82
12132	Долерито-базальт (дайки)	0,34	0,05	0,0030	0,39
12120	Риолит	0,32	0,00	0,0010	0,32
12071	Габбро	0,99	0,05	0,0077	1,05
12065	Гранофир	1,57	0,42	0,0083	2,00
Комплекс четвертичных рифтогенных вулканитов					
Толейтовая серия (северная часть рифтовой зоны)					
11904	Оливиновый базальт	0,47	0,00	0,0045	0,48
11945	То же	0,22	0,00	0,0038	0,22
12746	"	0,28	0,00	0,0024	0,28
11877	Андезит	0,50	0,00	0,0060	0,51
11830	Андезит-дацит	0,75	0,27	0,0080	1,03
11859	Риолит	0,82	0,19	0,0030	1,01
Оливино-базальтовая серия (южная часть рифтовой зоны и п-ов Снайфедльснес)					
12671	Оливиновый базальт	0,24	0,00	0,0070	0,25
12432	Щелочной базальт	0,06	4,16	0,0036	4,22
11822	Андезит-базальт	0,19	0,00	0,0046	0,20
11805	Дацил	1,90	0,28	0,0087	2,19
12399	Дацито-риолитовый обсидиан	0,16	0,00	0,0041	0,16
Примечание. Гелий установлен в пробах 11859 и 12071 в количествах соответственно 0,00031 и 0,00028 см <sup>3</sup> /кг породы. Окисль углерода обнаружена не во всех пробах.					

Ассоциация щелочей с редкими литофильными элементами, F и некоторыми типоморфными элементами основных пород (Sr, Ti и P) являются общей геохимической чертой, характерной для щелочных пород разного состава (основных, средних и кислых).

Щелочные разновидности (б) кислых эффузивов также значительно отличаются от нещелочных (а). В последних концентрация типоморфных элементов основных пород выше, а редких литофильных элементов - ниже. Это отчетливо можно видеть из сопоставления данных по риолитам северной части рифта и южной (Ca, Mg, Fe и K в %, а остальные - в г/т):

	Ca	Mg	Fe	V	Cr	Ni	Cu	Sr	P
а. Северная часть рифта	1,42	0,79	3,24	24	10,3	9,1	21	100	230
б. Южная часть рифта	0,36	0,06	1,92	10	7,4	7,4	5,7	41	125
	K	Pb	Be	Y	Zr	Nb	Th	U	F
а. Северная часть рифта	2,23	66	5,7	99	620	6,5	6,5	2,7	820
б. Южная часть рифта	3,46	92	7,6	140	1400	16,1	16,1	4,1	2200

Закономерности распределения Sr, Ba и P в эффузивных породах Исландии различны. В щелочных базальтах их концентрация выше по сравнению с толеитовыми базальтами, а в щелочных кислых эффузивах она ниже, чем в менее щелочных разновидностях (Sr, Ba и P в г/т):

	Sr	Ba	P
Базальты северной части рифта	87	55	600
Щелочные базальты о-ва Хеймаэй	322	270	1760
Риолиты северной части рифта	100	945	230
Щелочные риолиты южной части рифта	41	520	125

Низкую концентрацию Sr, Ba и F в щелочных риолитах, вероятно, можно объяснить фракционированием плагиоклазов в процессе формирования эффузивной серии пород базальты - риолиты и низкой концентрацией в них Ca.

Сопоставление базальтов Исландии и Срединно-Атлантического хребта по редким и второстепенным элементам затруднено. Имеющиеся в литературе данные по базальтам Срединно-Атлантического хребта показывают большой разброс в них отдельных элементов (в г/т): Li - 2-27, Rb - 0,36-22, Y - 10-60, Zr - 35-160, Sr - 74-320, Ba - 3-160, V - 180-400, Cr - 160-170, Ni - 60-220, Co - 26-75, Sc - 15-44, Cu - 45-140, Zn - 40-145 и т.д.

Вероятно, в базальтах Исландии по сравнению с базальтами Срединно-Атлантического хребта концентрация редких литофильных элементов выше. На это указывают и последние литературные данные (Brooks, Jakobsson, 1974).

Из петрогенных элементов в базальтах Исландии больше K и Fe, но меньше Mg и Al; по количеству Na, Ca и Si они аналогичны базальтам Срединно-Атлантического хребта (см. табл. 19).

Заслуживают внимания данные Дж. Шиллинга (Schilling, 1973), который показал, что содержание железа относительно магния и натрия, а также кальция увеличивается вдоль хребта Рейкьянес в сторону Исландии. В том же направлении возрастают содержания  $K_2O$  от 0,03 до 0,25%,  $TiO_2$  - от 1,10 до 2,10%,  $P_2O_5$  - от 0,10 до 0,27% и La - от 1 до 10,2 г/т, что указывает на генетическую связь базальтов Исландии и Срединно-Атлантического хребта. Это положение подтверждается данными по изотопам стронция и свинца. Для базальтов Срединно-Атлантического хребта и Исландии приводятся соответственно следующие величины отношений:  $Sr^{87}/Sr^{86}$  - 0,70265 и 0,70304,  $Pb^{206}/Pb^{204}$  - 18,672 и 18,82,  $Pb^{207}/Pb^{204}$  - 15,543 и 15,99,  $Pb^{208}/Pb^{204}$  - 38,307 и 38,68 (Brooks, Jakobsson, 1974).

Следует отметить, что базальты хребта Рейкьянес (Campsie a.o., 1973) по содержанию большинства петрогенных элементов - 49,93%  $SiO_2$  (23,47% Si), 14,22%  $Al_2O_3$  (7,52% Al), 2,21%  $Fe_2O_3$  (1,55% Fe), 9,09% FeO (7,09% Fe), 8,35% MgO (5,01% Mg), 11,53% CaO (8,19% Ca), 2,28%  $Na_2O$  (1,69% Na), 0,144%  $K_2O$  (1,19% K) - занимают промежуточное положение между средними составами базальтов Исландии и Срединно-Атлантического хребта.

Геохимическая характеристика отдельных элементов позволяет отметить следующее.

1. Содержание большинства элементов в любом типе эффузивных пород Исландии значительно варьирует, нередко из одного и того же района, поскольку они формировались неодновременно из разных порций расплава и в неодинаковых геологических условиях.

2. В основных эффузивах по сравнению с кислыми концентрация типоморфных элементов основных пород (Ca, Mg, Ti, V, Cr, Ni, Co, Sc, Cu, Sr и P) больше, а Na, K, F и редких литофильных элементов (Li, Rb; Be, TR, Zr, Nb и др.) меньше.

3. Базальты различны не только по содержанию редких и второстепенных элементов, но и петрогенных. Можно выделить несколько их разновидностей: от типично толеитовых (аналогичных базальтам Срединно-Атлантического хребта

Таблица 40

Средние содержания химических элементов в главных типах магматических пород Исландии и величины их отношений

Элемент	Базальты	Андезитобазальты	Андезиты	Дациты	Риолито-дациты	Риолиты
Na, %	1,97	2,52	2,96	3,30	3,45	3,35
K, %	0,39	1,07	1,59	2,30	2,76	2,85
Ca*, %	8,16	4,97	3,83	2,63	1,35	0,85
Mg*, %	4,02	2,04	0,90	0,72	0,12	0,06
Fe*, %	9,87	10,00	6,87	5,24	3,30	1,82
Ti, %	1,49	1,13	0,92	0,44	0,23	0,16
V, г/т	374	191	113	40	23	22
Cr, г/т	166	79	46	26	15	16
Ni, г/т	82	48	25	14	12	11
Co, г/т	49	38	22	11	10	8
Sc, г/т	32	29	19	14	8	5
Sr, г/т	255	245	160	180	105	80
Ba, г/т	134	340	380	630	700	730
Y, г/т	33	50	71	80	82	109
Li, г/т	7,4	11,0	15,0	18,9	22	24
Rb, г/т	8,7	24	40	60	74	77
Zr, г/т	166	300	420	518	584	620
Nb, г/т	17,5	39	59	60	71	73
F, г/т	545	915	1170	1700	1645	1340
P, г/т	1040	1560	1100	515	330	170
Na/K	5,05	2,35	1,86	1,43	1,25	1,18
K/P	448	446	397	383	372	370
Mg/Li	4910	2400	690	510	82	27
Ca/Sr	316	223	192	146	124	114
Sr/Ba	1,90	0,72	0,53	0,29	0,29	0,11
Sr/Y	7,8	5,0	3,0	2,2	1,08	0,73
Ti/Nb	850	300	156	71	32	22
Ni/Co	1,64	1,26	1,23	1,22	1,20	0,80
Ca/Mg	2,01	2,43	4,26	11,2	14,2	14,2
Fe/Mg	2,50	4,90	7,80	7,20	27,5	30,3
K/Ti	0,26	0,95	1,73	5,23	12,0	17,8
F/P	0,52	0,59	1,06	3,30	4,98	5,18

\*Породы только третичного возраста.

та) до щелочных. Последние по сравнению с толеитовыми разновидностями имеют в составе больше редких литофильных элементов и F, но меньше типоморфных элементов основных пород, исключая Sr, Ti и P.

Высокими содержаниями литофильных элементов, F, а также Si, Ti и P в щелочных базальтах можно объяснить значительные концентрации этих же элементов в ультращелочных (агпайтовых) породах других регионов.

4. Имеется соответствие между составом основных и кислых эффузивов. В участках развития щелочных базальтов ассоциирующие с ними кислые эффузивы также обогащены щелочами, редкими литофильными элементами и обеднены элементами группы железа.

5. В эффузивной серии пород (базальты - андезитобазальты - андезиты - дациты - риолито-дациты - риолиты) от базальта к риолиту наблюдается для большинства элементов постепенное увеличение (Na, K, Li, Rb, Be, Ba,

TR, Zr, Nb, F) и уменьшение (Ca, Sr, Mg, Fe, Ti, Ni, V, Cr, Co, Sc, Cu, P) содержания, а также величин отношений многих характерных пар элементов: увеличение Ca/Mg, Fe/Mg, K/Ti, F/P, уменьшение — Na/K, K/Rb, Mg/Li, Ca/Sr, Sr/Ba, Sr/Y, Ti/Nb, Ni/Co (табл. 40).

6. Геохимическая история второстепенных и редких элементов определяется историей петрогенных элементов, в первую очередь Ca, Mg, Fe, Na и K; V, Cr, Ni, Co, Sc, Cu в основном связаны с темноцветными породообразующими минералами (оливины, пироксены), изоморфно замещая в них Mg и Fe.

7. Во всех типах пород натрия преобладает над калием, причем последний в серии эффузивных пород от базальта к риолиту накапливается в большей степени. Щелочи (особенно калий) являются хорошими геохимическими индикаторами, поскольку с увеличением их содержания в породе любого типа одновременно происходит увеличение концентрации редких литофильных элементов и уменьшение типоморфных элементов основных пород (исключая Sr, Ti и P).

8. Геохимическая история Sr, TR, Ti, P и F определяется не только кальцием, но и щелочами. В щелочных базальтах концентрация Sr, Ti и P — характерных элементов основных пород — больше, чем в толеитовых базальтах.

9. Плаггиоклазовое фракционирование, проявленное в базальтовой серии пород, обуславливает низкую концентрацию Sr и Ca в щелочных риолитах и "дефицит" европия, постепенно увеличивающийся от андезито-базальта к риолиту.

10. Закономерности распределения Sr, Ba и P в щелочных разновидностях эффузивных пород различны. В щелочных базальтах их концентрация выше по сравнению с толеитовыми базальтами, а в щелочных кислых эффузивах она ниже по сравнению с нещелочными их разновидностями.

11. Данные об изотопном составе He, Sr и Pb показывают, что не только основные, но и кислые эффузивы формировались за счет мантийных расплавов.

12. Более низкая концентрация Hg в породах Исландии по сравнению с аналогичными породами других регионов позволяет предположить, что при ее определении не всегда учитывалась сорбция ртути из атмосферы пробами горных пород, растертыми в порошок.

13. Впервые получены цифры по содержанию He и Hg в породах Исландии.

14. Геохимические данные:

а) постепенное увеличение в эффузивной серии пород (от базальта к риолиту) содержания одних элементов и уменьшение других, а также величин отношений характерных пар элементов;

б) преобладание Fe над Ca, Ca над Mg и Na над K во всех типах пород и обусловленность концентрации других элементов от их содержания;

в) увеличение "дефицита" европия от базальта к риолиту;

г) изотопный состав He, Sr, Pb —

указывают на генетическое родство основных и кислых эффузивов Исландии, на их формирование из первичных мантийных расплавов в результате кристаллизационной дифференциации.

15. Геохимическое сопоставление базальтов Исландии и Срединно-Атлантического хребта затруднено, поскольку для последних мало данных о концентрации второстепенных и редких элементов.

16. Связь с эффузивной серией пород Исландии процессов рудообразования не установлена.



## ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ИСЛАНДИИ

### ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА РАСПЛАВОВ В ПРОЦЕССЕ РИФТОГЕНЕЗА

Химический состав базальтов Исландии не оставался постоянным на протяжении ее геологической истории. Как было показано выше, наблюдается закономерная эволюция химического состава базальтов во времени от третичных платобазальтовых излияний к современным рифтогенным вулканическим комплексам. Вместо однородных по составу миоценовых платобазальтов в четвертичном периоде, особенно на самом последнем его этапе — в голоцене, формировались базальтовые расплавы, состав которых колеблется в чрезвычайно широком диапазоне: от низкощелочных толеитов океанического типа до щелочных оливиновых базальтов. Исландия является уникальной магматической провинцией, где на ограниченной площади практически одновременно происходят излияния базальтовых расплавов, химический состав которых отвечает всем главным разновидностям базальтов Земли (толеиты океанического типа, кварцевые толеиты, оливиновые базальты, щелочные базальты с нормативным оливином).

Распространение базальтов различного состава подчиняется четкому структурно-тектоническому контролю. Платобазальты изливались в спокойной тектонической обстановке, формируя обширные плато. Низкощелочные толеиты океанического типа появлялись в местах сочленения рифтовой зоны Исландии со срединно-океаническим хребтом. Кварцевые и оливиновые толеиты распространены в центре Исландии на большей части неовулканической зоны. Щелочные оливиновые базальты формируются на западном крыле неовулканической зоны (п-ов Снайфедльснес) и в месте ее "слепого" южного окончания. Подобное размещение вулканических пород различного состава имеет сходство с тем, что мы наблюдали ранее в Восточно-Африканской рифтовой зоне, где наиболее щелочные, недосыщенные кремнеземом расплавы появляются в молодых развивающихся участках рифтовых зон, а более насыщенные им вулканиты формируются в зрелых участках рифтовой зоны (Герасимовский, Поляков, 1974). Преобладание в Исландии базальтов, насыщенных кремнеземом, хорошо согласуется с общей картиной распределения вулканических пород на островах Центральной и Южной Атлантики: чем ближе к срединно-океаническому хребту находится остров, тем более насыщенные кремнеземом и менее щелочные комплексы вулканических пород его слагают (Baker, 1973).

Если рассмотреть изменение состава базальтов в следующем пространственно-временном ряду: миоценовые платобазальты — плиоплейстоценовые базальты — голоценовые толеиты центральной части Исландии — низкощелочные толеиты океанического типа, то выявляется определенная закономерность в изменении химического состава. Обнаруживается четкая тенденция уменьшения содержания таких компонентов, как  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (см. табл. 4, 10). Еще более наглядно эта закономерность иллюстрируется поведением некоторых литофильных и летучих элементов в том же ряду (табл. 41). Цифры этой таблицы показывают, что в процессе заложения и развития рифтовых структур по составу исландские базальты все более приближаются к базальтам срединно-океанических хребтов. Таким образом, геохимические данные свидетельствуют о проявлении все более отчетливых "океанических тенденций" в составе базальтов. Возникновение щелочных оливиновых базальтов, резко отличающихся по составу от пород срединно-океанических хребтов, не противоречит сделанному

Таблица 41

Изменение содержаний отдельных элементов в базальтах в процессе рифтогенеза ( $n \cdot 10^{-4}\%$ )

Элемент	1	2	3	4	5	A	6
Li	7,4	5,6	3,8	5,0	5,0	5,6	10,0
Rb	6,5	5,0	7,1	2,8	-	1,6	12,7
Ba	130	64	65	68	55	23	270
Sr	310	148	250	159	87	130	392
U	0,5	0,3	0,3	0,2	0,04	0,2	0,9
Nb	13,8	10	13,4	4,7	4,0	-	29
Y	32	-	-	29	22	29	42
F	670	280	370	380	260	-	720

1 - миоценовые платобазальты; 2 - плиоплейстоценовые базальты; 2 - базальты центральной части Исландии,  $Q_4$ ; 4 - базальты п-ова Рейкьянес,  $Q_4$ ; 5 - низкощелочные толеиты океанического типа, север Исландии,  $Q_4$ ; A - средний состав базальтов срединно-океанических хребтов (Дмитриев, 1973); 6 - щелочные оливиновые базальты юга Исландии и п-ова Снайфедльснес,  $Q_4$ . Содержания элементов по данным раздела "Геохимия отдельных элементов".

выше выводу, так как базальты повышенной щелочности являются непременным членом ассоциации вулканических островов океана.

Исландия входит в состав третичной Британо-Арктической вулканической провинции, геологическая история которой позволяет лучше понять процессы рифтогенеза в Северной Атлантике. Проявления щелочных пород имеются в крайних участках провинции. К ним относятся третичные оливиновые базальты Гебридско-Ирландского региона и четвертичные - о-ва Ян-Майен. Оливиновые меланефелиниты восточной части Гренландии (Кангердугсуак и Конгоскарфьорд) имеют возраст 29 млн. лет (Brooks, Jakobsson, 1974), т.е. они гораздо моложе распространенных там же платобазальтов. К породам срединно-океанических хребтов и исландским толеитам океанического типа близки по петрогенным элементам низкощелочные толеиты о-ва Скай, Шотландия (Esson a. o., 1975), но они гораздо богаче названных выше пород редкими литофильными элементами (Rb, Ba, Sr). Однако подавляющий объем вулканических пород представлен платобазальтами. Эоценовые платобазальты востока Гренландии, Фарерских островов и северо-запада островов Великобритании обнаруживают сходство по химическому составу и условиям залегания с миоценовыми платобазальтами Исландии, что свидетельствует о стабильности условий магмообразования в течение длительного промежутка времени с эоцена до плиоцена (около 60 млн. лет). Развитие субаэральных базальтов в кернах скважин на Фарерско-Исландском пороге также указывает на широкое распространение суши. Все это заставляет с осторожностью относиться к гипотезе раздвижения Северной Атлантики. Если расширение океанического дна в этом районе и происходило, то в значительно меньших масштабах, чем это обычно рисуется в мобилистских построениях. Вероятно, в течение третичного периода постепенно суживался ареал магматизма и наращивалась базальтовая кора. По мере развития рифтовых структур происходила медленная эволюция от рассеянного аэрального вулканизма к более концентрированному рифтовому. Появлялись щелочные и толеитовые разновидности базальтов. В этом - отличие Исландии от рифтовых зон Восточной Африки, где вулканическая деятельность происходила после длительного перерыва и первые ее продукты, возникающие на типично континентальной коре, представлены интенсивно щелочными и недосыщенными  $SiO_2$  лавами (Герасимовский, Поляков, 1974). Химический состав платобазальтов Исландии и Восточной Гренландии или Великобритании весьма сходен,

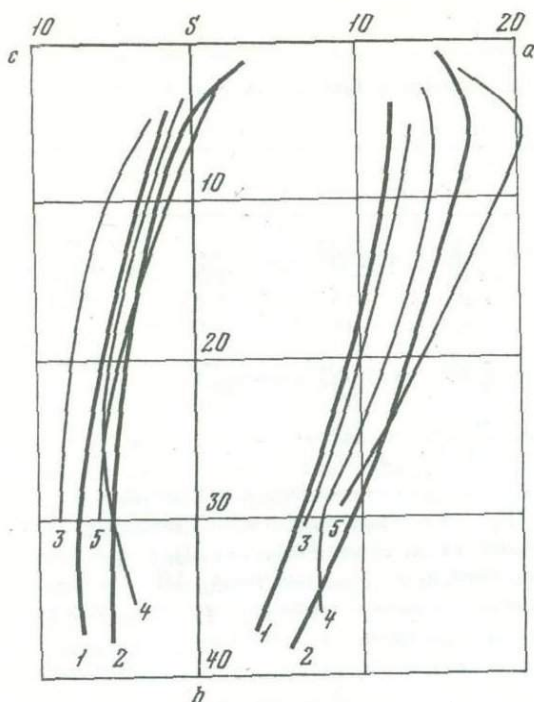


Рис. 24. Вариационная диаграмма для некоторых вулканических ассоциаций

1 - толеитовая серия Исландии; 2 - щелочно-оливино-базальтовая серия Исландии; 3 - серия Лассен-Пик; 4 - серия Йеллоустонского парка; 5 - серия о-ва Вознесения (3, 4, 5 - по А.Н. Заваришкому, 1950)

несмотря на наличие в последних районах типичной континентальной коры. Это еще раз подчеркивает мантийную природу этих расплавов. Кислые породы названных выше регионов имеют существенное различие в изотопном составе стронция. Кислые породы о-ва Скай обнаруживают значительную контаминацию коровым материалам в отличие от исландских риолитов (Moogbath, Walker, 1965).

Ассоциация рифтогенных базальтов Исландии (низкощелочные толеиты океанического типа, кварцевые и оливиновые толеиты, щелочные оливиновые базальты) не имеют полных аналогов в известных вулканических провинциях Земли. Существует мнение о близости исландских вулканических ассоциаций к породам асейсмичных хребтов (Индийский океан) (Hekinian, 1974), но последние пока слабо петрологически изучены. Некоторые черты сходства имеются с рифтовым магматизмом Красного моря. Из океанических островов наибольшее сходство обнаруживается с гавайскими вулканическими породами, особенно для толеитов и щелочных оливиновых базальтов, хотя на Гавайских островах отсутствуют низкощелочные толеиты океанического типа и распространены значительно недосыщенные  $\text{SiO}_2$  щелочные базальтоиды. Дифференцированные серии Исландии имеют аналоги среди континентальных и островных ассоциаций (рис. 24). Субокеанический характер исландских базальтов был подтвержден при помощи использования эмпирической диаграммы  $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$  (см. рис. 10).

#### ИСТОЧНИКИ БАЗАЛЬТОВЫХ РАСПЛАВОВ И УСЛОВИЯ ПЛАВЛЕНИЯ

Базальты Исландии, несмотря на различия в составе, обладают рядом признаков, по которым можно предполагать первичную мантийную природу этих расплавов. Такими признаками являются: 1) низкие изотопные отношения  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  (0,7030-0,7033) для большинства базальтов (O'Nions, Grönvold, 1973; Hart a.o., 1973); 2) высокие изотопные отношения  $\text{He}^3/\text{He}^4$  порядка  $n \cdot 10^{-5}$  (Мамырин и др., 1974); 3) высокие содержания форстеритовой молекулы во вкрапленниках оливина (до 99% Fo) и наличие в них вростков хромита; 4) высокие содержания хрома во вкрапленниках клинопироксена ( $> 1\% \text{Cr}_2\text{O}_3$ ) и никеля во вкрапленниках оливина (до 0,3% NiO); 5) низкие значения отношения  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$  (порядка 0,5) в породах и высокие  $\text{Ni/Co}$  ( $> 3$ ). Совокупность всех этих признаков позволяет считать, что часть

базальтов является недифференцированными или слабо дифференцированными мантийными выплавками.

Сравнение состава четвертичных базальтов Исландии и прилегающих участков срединно-океанического хребта показывает их существенное различие по ряду геохимических характеристик, таких, как содержания отдельных элементов ( $K_2O$ ,  $P_2O_5$ ,  $TiO_2$ ) и изотопный состав стронция. По данным изотопного состава стронция ( $Sr^{87}/Sr^{86}$ ) граница между типичными породами срединно-океанического хребта и базальтами с аномальным составом проходит юго-западнее Исландии (Hart a.o., 1973). На севере точное положение границы неизвестно. Профили содержаний  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  и  $TiO_2$ , проведенные по подводному хребту Рейкьянес, в южной части Западной рифтовой зоны, центре Исландии и северной части Восточной рифтовой зоны, обнаруживают максимальную дисперсию указанных выше элементов в центре острова и минимальную — по его краям (Sigvaldason a.o., 1974; Sigvaldason, Steinthorsson, 1974). Эти факты трактуются рядом исследователей как результат существования "горячей точки", центр которой находится под Кверкфьэдом (Sigvaldason a.o., 1974), или восходящей мантийной струи, более обширной по размерам (Hart a.o., 1973; Schilling, 1973). Интерпретация профилей содержаний  $K_2O$ ,  $TiO_2$  и  $P_2O_5$  не является убедительной, с нашей точки зрения, так как эти профили не захватывают районов развития щелочных базальтов (п-ов Снайфедльснес и юг Исландии), где дисперсия перечисленных выше элементов проявлена гораздо интенсивней, чем в районе Кверкфьэда. Не исключено также, что часть базальтов, нанесенных на график, представлена не первичными мантийными выплавками, а дифференциатами, причем процессы дифференциации наиболее развиты в центральной Исландии и не проявлены по краям. Несомненно только, что Исландия является геохимической аномалией на Срединно-Атлантическом хребте. Существует ли подобная аномалия в субширотном разрезе, проведенном по простиранию порога Уивила-Томсона, в настоящее время неясно.

Вопрос о характере источника базальтовых расплавов Исландии обсуждается в настоящее время. Ряд исследователей считает, что базальтовые магмы произошли в результате смешения материала двух независимых источников: обедненного литофильными элементами астеносферного слоя, за счет которого возникли базальты срединно-океанического хребта, и обогащенной литофилами восходящей мантийной струи, материал которой обусловил специфику базальтов Исландии и их отличие от океанических базальтов (Hart a.o., 1973; Schilling, 1973; Sun, Borming, 1975). Другая модель предполагает наличие одного источника в мантии, а различие в составе базальтов Исландии и срединно-океанического хребта объясняет либо различными условиями плавления мантийного вещества (Sigvaldason, Steinthorsson, 1974; Flower a.o., 1975), либо различными условиями дифференциации первичных мантийных выплавок (O'Hara, 1973, 1975). К этой дискуссии можно добавить лишь то соображение, что для получения значительной по мощности (10–40 км) гелит-базальтовой коры Исландии необходима толща мантии мощностью 30–120 км даже при 30% плавлении субстрата. Тем не менее голоценовые базальты в большинстве своем не показывают обеднения литофильными элементами, несмотря на значительные объемы выплавки. Для объяснения этого факта необходимо либо привлекать гипотезу о подтоке вещества из глубинных неистощенных участков мантии, либо предполагать, что плавление происходило в значительном интервале глубин. Лишь низкощелочные гелиты океанического типа, возможно, генерировались на участках мантии, достаточно истощенных выплавками, так как содержание радиоактивных элементов в этих базальтах на порядок ниже, чем в океанических разновидностях.

В Исландии в короткий промежуток времени, в течение голоцена (одновременно, с геологической точки зрения), изливались базальты, значительно различающиеся по химическому составу. Содержание таких элементов, как К, Ва, Sr, U, в базальтах из района Тейстарейкир и вулкана Снайфедльёкудль различается на порядок, поэтому представление о едином среднем типе исландского базальта (железо-титанистые разности) не отвечает действительности. Наличие двух дискретных совокупностей точек, отвечающих составам щелочных

оливиновых базальтов и толеитов, демонстрировалось выше на диаграмме "щелочи - кремнезем" (см. рис. 7). Имеются также данные о различиях в изотопном составе свинца и стронция между этими группами пород (Sun, Borming, 1975). Подобные различия в химическом составе невозможно объяснить явлениями дифференциации единого первичного расплава, поэтому нами принимается гипотеза о разных глубинах и объемах плавления и о различной истощенности исходного мантийного вещества в районе рифтовой зоны и на ее периферических участках (крыльях). Отмечалось, что продуктивность рифтовой зоны в отношении магматических расплавов в 5-6 раз выше в участках развития толеитов по сравнению с районами развития щелочных оливиновых базальтов (O'Nions a.o., 1973). Толеитовые расплавы в рифтовой зоне возникают при интенсивном плавлении (20-30%) мантийного субстрата на глубинах 40-60 км. Расплавы щелочных оливиновых базальтов возникают при малых объемах плавления (< 10%) на глубинах 60-90 км из слабо истощенного выплавками мантийного субстрата.

Сейсмические данные показывают, что под Исландией существует довольно мощная (40-50 км) земная кора с высокими скоростями прохождения продольных волн (> 6,5 км/с) для большей части разреза (Зверев и др., 1975). Химический состав этой коры, вероятно, наиболее близок к базальту. Данные по изотопии стронция и гелия в породах и термальных водах Исландии (Moorbath, Walker, 1965; O'Nions, Grönvold, 1973; Hart a.o., 1973; Мамырин и др., 1974; Кононов и др. 1974; и др) однозначно показывают, что какие-либо признаки контаминации ювенильных выплавов кислым силикатическим материалом отсутствуют. Поэтому в настоящее время можно утверждать, что под Исландией отсутствуют толщи осадочно-метаморфических или основных пород с возрастом более 100 млн. лет. Маловероятна возможность существования геохимически пассивной коры, состав которой никак не сказывался на составе расплавов, так как благодаря высокому геотермическому градиенту частичное плавление вещества можно ожидать уже на небольших глубинах - 10-15 км (Hermance, Grillot, 1974). С глубиной, вероятно, возрастает роль интрузивных пород основного состава (Walker, 1975). Переход базальтов или габбро в эколгиты в земной коре Исландии маловероятен из-за недостаточной мощности коры и высокого температурного градиента.

#### МЕХАНИЗМ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ РАСПЛАВОВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ КИСЛЫХ ПОРОД

Возникающие в мантии расплавы редко достигают поверхности без изменений. Чаще они претерпевают дифференциацию на разных стадиях существования. Одним из главных механизмов дифференциации является кристаллизационная дифференциация. О реальности этого процесса свидетельствуют следующие факты:

- 1) существование различий между химическим составом расплавов и составом основной массы вулканических пород, обогащение основной массы (по сравнению с составом породы в целом) щелочами и кремнеземом и обеднение магнием, железом и кальцием;
- 2) наличие разновидностей пород, обогащенных минералами ранних фаз кристаллизации: основными плагиоклазами, оливинами и реже клинопироксенами;
- 3) гломерокристаллические скопления вкрапленников для пород любого состава от основных до кислых;
- 4) признаки явлений конвенции в магматических очагах: незональные вкрапленники разного состава в одной породе и следы растворения фенокристов;
- 5) явления первичной расслоенности в массивах интрузивных габброидов, близкие по характеру к породам Скергаардской интрузии;
- 6) существование в пределах единых вулканических центров непрерывной серии пород базальты - андезиты - дациты - риолиты.

Образование расплавов среднего состава благодаря явлениям гибридизма и ассимиляции в первичных кислых и основных расплавах описано на примере сложной дайки Стрейтсхварв (Gunn, Watkins, 1969). Признаки явлений смешения расплавов разного состава описывались для пемзового материала вулкана Гекла (Sigvaldason, 1973). Однако объяснить подобным механизмом происхождение мощных и однородных по составу лавовых потоков вряд ли возможно.

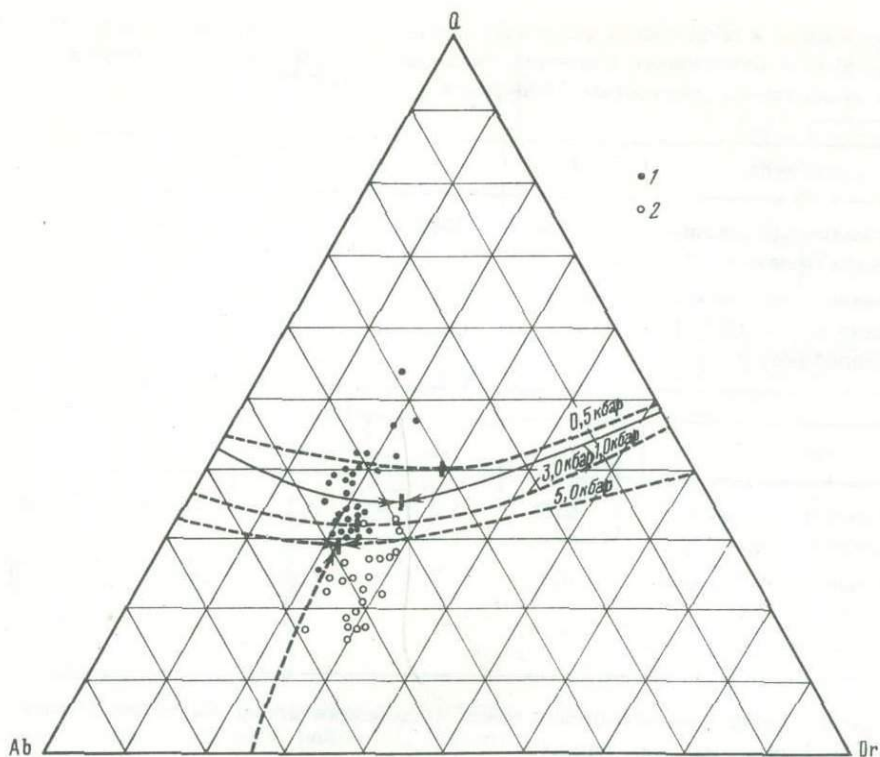


Рис. 25. Нормативные составы кислых эффузивов Исландии на диаграмме Q-Ab-Or; взяты породы, где  $Q + Ab + Or > 80\%$  (положение котектических линий при разных давлениях воды по данным: Tuttle, Bowen, 1958). Вертикальной чертой обозначено положение температурного минимума

1 - риолиты толеитовых ассоциаций; 2 - риолиты щелочно-оливиново-базальтовых ассоциаций

Механизм магматической дифференциации привлекается иногда при рассмотрении генезиса кислых расплавов и будет рассмотрен ниже.

Проблема происхождения кислых горных пород Исландии представляет интерес в связи с тем обстоятельством, что их присутствие долгое время трактовалось как результат плавления земной коры континентального типа (Thorarinnsson, 1967a; и др.). Благодаря последним исследованиям изотопного состава стронция (Moorbath, Walker, 1965; Heier a.o., 1966; O'Nions, Grönvold, 1973; Hart a.o., 1973; и др.) и гелия (Мамырин и др., 1974) в настоящее время можно с уверенностью говорить, что базальты и кислые породы связаны с единым ювенильным источником вещества.

Кислые породы являются членом риолито-базальтовой ассоциации. Существует соответствие между составом базальтов того или иного участка рифтовой зоны и составом риолитов, распространенных там же (Герасимовский и др., 1974). С щелочными базальтами связаны щелочные дациты и риолиты, с толеитовыми - кислые породы, обедненные щелочами. Серии пород толеит - низкощелочной риолит и щелочной оливиновый базальт - щелочной риолит являются комагматичными. Подобно тому как на диаграмме "щелочи - кремнезем" (см. рис. 7) различаются два дискретных поля базальтов - щелочных и толеитовых, на диаграмме кварц-альбит-ортоклаз (рис. 25) отчетливо выделяются две группы пород кислого состава, обедненные и обогащенные щелочами с разными соотношениями  $Na_2O$  и  $K_2O$ . Эта диаграмма демонстрирует ряд характерных особенностей кислых пород Исландии. Все составы находятся в поле кристаллизации полевых шпатов. Совокупности точек двух выделенных разновидностей располагаются таким образом, что отношение  $Na_2O/K_2O$  является постоянным для каждой совокупности вне зависимости от содержания  $SiO_2$ . Щелочные риолиты и риодациты являются более калиевыми. Различие в химическом сос-

таве щелочных и обедненных щелочами риолитов показано выше в табл. 9 и 10.

Еще более отчетливые различия проявляются при сравнении данных по редким и рассеянным элементам (содержание в  $n \cdot 10^{-4}\%$ ):

Элемент	F	Ba	Sr	Th
Низкощелочные риолиты севера Исландии, $Q_{1-4}$	920	945	100	6,5
Щелочные риолиты юга Исландии и п-ова Снайфедльснес, $Q_{1-4}$	2200	520	41	16

Элемент	U	Cr	Ni	Co	Cu
Низкощелочные риолиты севера Исландии, $Q_{1-4}$	2,7	10,3	9,1	5,4	21
Щелочные риолиты юга Исландии и п-ова Снайфедльснес, $Q_{1-4}$	4,1	7,4	7,4	4,0	5,7

Происхождение риолито-базальтовой ассоциации пород Исландии можно объяснить с позиции трех гипотез:

- 1) кристаллизационной дифференциации первичных базальтовых расплавов;
- 2) магматической дифференциации базальтовых расплавов (ликвация, газовый перенос);
- 3) частичного плавления ультраосновного или базальтового субстрата.

Наиболее обоснована в настоящее время первая гипотеза. Она предполагает многоступенчатое отделение минералов-вкрапленников и отделение остаточных расплавов вплоть до образования риолитовой эвтектики. Находка остаточных стекол кислого состава в толеитовых лавах вулкана Килаэуа на Гавайях (Evans, Moore, 1968) является убедительным свидетельством реальности такого процесса. Для исландских объектов существует ряд характерных геологических, петрографических и геохимических особенностей, подтверждающих действие механизма кристаллизационной дифференциации при возникновении риолито-базальтовой ассоциации пород.

Выше мы уже перечисляли признаки проявления процесса кристаллизационной дифференциации в вулканических породах Исландии. Стоит упомянуть еще ряд фактов, важных для расшифровки кислых пород. Наличие магматических камер, где происходят явления кристаллизационной дифференциации, подтверждается образованием кальдер обрушения на вулканах центрального типа, содержащих кислые продукты (Аскья, Торвайёкудль). Существует известный для вулкана Гекла факт связи длительности паузы между извержениями и содержанием  $SiO_2$  в кислом материале этого вулкана. Чем длительнее период покоя (время дифференциации), тем более кислые пемзы выбрасываются при извержении (Thorarinnsson, 1967a). Минералы-вкрапленники пород образуют постоянную ассоциацию, прослеживающуюся от основных до кислых разновидностей с закономерным изменением химического состава оливинов, клинопироксенов, плагиоклазов, Fe-Ti окислов (Carmichael, 1967a; Поляков и др., 1976). Содержание литофильных элементов, накапливающихся в остаточных расплавах (K, Rb, Ba, U, Th, F и др.), постепенно увеличивается от базальтов к андезитам и кислым породам. Закономерное уменьшение содержаний Ca, Mg, Fe и элементов группы железа (Cr, Ni, Co, V) в комагматических сериях пород показывает, что важную роль в процессе эволюции расплавов играло фракционирование оливинов, клинопироксенов и Fe-Ti окислов. Низкие содержания Sr и минимум Eu свидетельствуют о фракционировании плагиоклазов в процессе дифференциации.

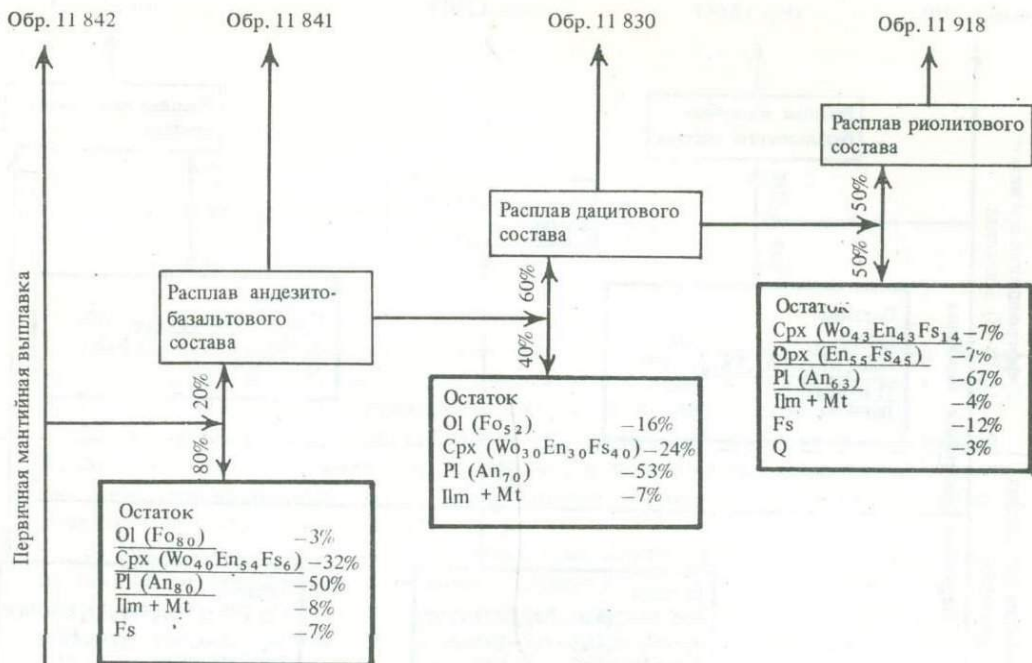


Рис. 26. Схема кристаллизации толеитового расплава при низких (10 кбар) давлениях. Кратер Лудент, район оз. Миватн

Состав пород см. в табл. 7 и 9. Подчеркнуты проанализированные минералы (см. табл. 13-15). Символы минеральных молекул даны в обозначениях системы CIPW

Наблюдаемые в вулканических породах минералы-вкрапленники (оливины, клинопироксены, плагиоклазы, Fe-Ti окислы) относятся к ассоциациям низких давлений (<10 кбар). Расчет баланса петрогенных элементов в серии кварцевый толеит - низкощелочной риолит (кратер Лудент, район оз. Миватн) с учетом химического состава реально существующих вкрапленников показывает, что фракционирование при низких давлениях приводит к риолитовому остатку, однако состав пироксенов, которые для этого необходимо брать, оказывается более железистым, чем реально существующие в этих породах кристаллические фазы (рис. 26). В ряду щелочной оливиновый базальт - щелочной дацит (вулкан Снайфедльсейкюдль) переход от родоначальных - нефелин-нормативных к остаточным - кварц-нормативным расплавам невозможен при сепарации реально существующих в этих породах фаз. Здесь необходимо предполагать участие в процессе фракционирования фаз высокого давления глиноземистого пироксена и шпинели. Реакция плагиоклаз+оливин → Al-пироксен+шпинель протекает при температуре 1250°C при давлении >10 кбар, т.е. для Исландии уже в пределах верхней мантии. Не исключено, что фракционирование происходило последовательно как при высоком, так и при низком давлении (рис. 27). Гипотеза фракционирования первичных базальтовых расплавов и возникновения остаточных риолитовых жидкостей поддерживается рядом исследователей (Carmichael, 1964; Sigurdsson, 1971; Baldrige a.o., 1973; и др.).

Гипотеза магматической дифференциации, т.е. расщепления расплавов в результате явлений ликвации, диффузии и газового переноса, наименее обоснована в настоящее время имеющимся материалом по Исландии и слабо разработана теоретически и экспериментально. Указанием на подобного рода процессы в природе, возможно, являются сферолоидные полосчатые текстуры, фиксирующие наличие неоднородностей в расплавах. Полосчатые текстуры, где наблюдается переслаивание стекол различной окраски и, следовательно, различного химического состава, наблюдались нами в андезито-базальтах Геклы, дацитах вулкана Аскья, риолито-дацитах вулкана Торвайёкюдль и в других местах.



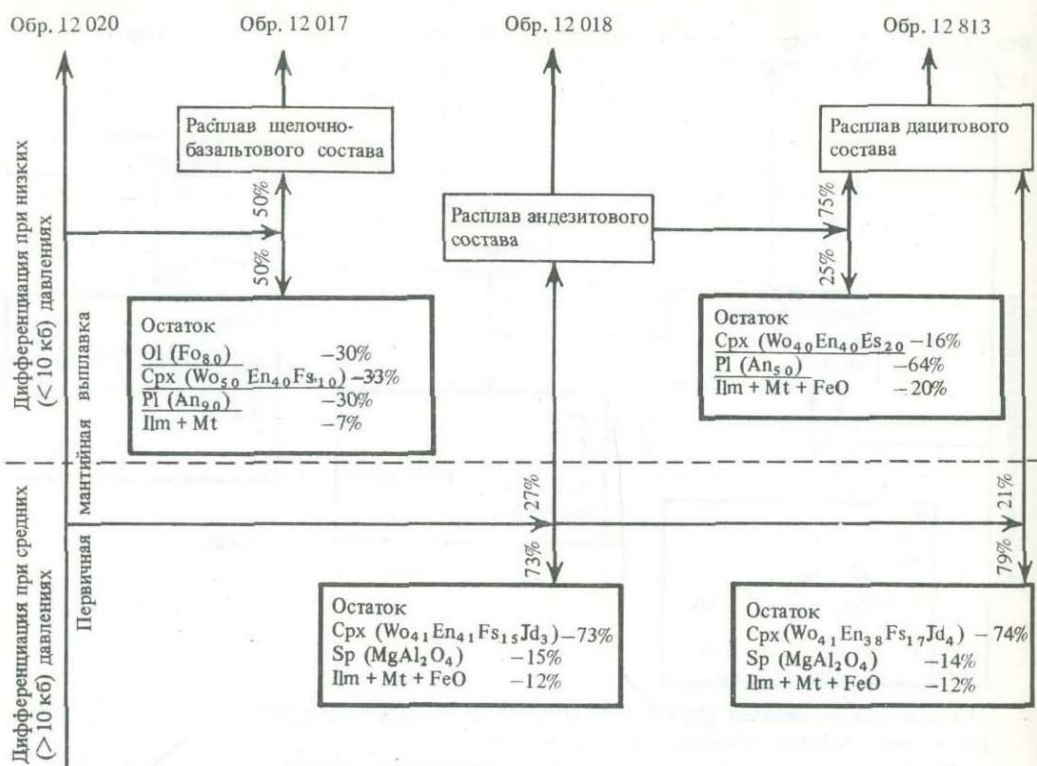


Рис. 27. Схема кристаллизации щелочного оливин-базальтового расплава при средних (>10 кбар) и низких (<10 кбар) давлениях. Вулкан Снайфедльсйёкудль. Состав пород см. в табл. 8. Подчеркнуты проанализированные минералы (см. табл. 13-15). Символы минералов и минеральных молекул даны в обозначениях системы CIPW

Стекловатые лавы кислого состава со сфероидоидами производят впечатление ликвационных текстур. Однако различия в химическом составе стекла и микрорекристаллических сфероидоидов слишком невелики. Они заключаются лишь в изменении отношения  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  (см. табл. 9, обр. 12 041). Теория гипотезы магматической дифференциации развивается А.А. Маракушевым и Е.Б. Яковлевой (1975). С позиции этой гипотезы объясняются особенности распределения фтора, хлора и ряда редких литофильных элементов в рифтогенных пантеллеритах Восточной Африки (Bailey, MacDonald, 1975). Гипотеза частичного плавления базальтового или ультраосновного субстрата и одновременное возникновение основных и кислых расплавов хорошо объясняет бимодальное распределение  $\text{SiO}_2$  в вулканических продуктах, а также факт одновременного излияния лав основного и кислого состава. Теоретически такой механизм обоснован Г. Йодером (Yoder, 1973). Экспериментальные исследования по выплавлению кислых расплавов из ультраосновного субстрата показывают, что подобные процессы происходят только при избытке  $\text{H}_2\text{O}$  (Kushiro, 1972), что маловероятно для исландских объектов. Здесь мы имеем дело с сухими расплавами, как это было показано выше. Модели выплавления риолитовой эвтектики из базальтового материала в условиях высокого геотермического градиента при низких и средних давлениях возможны, но в настоящее время не разработаны. Гипотеза частичного плавления базальтов и возникновения кислых расплавов применительно к исландскому материалу разделяется рядом исследователей (Tomasson, 1967; Gibson, 1969; Blake a.o., 1965; Sigvaldason, 1973; Grønvald, 1972; Баскина, 1971).

Полученный нами материал показывает, что наиболее вероятным процессом происхождения кислых пород является кристаллизационная дифференциация первичных базальтовых расплавов.

## ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Геохимические и петрологические исследования вулканических пород Исландии позволяют сделать ряд общих генетических выводов о характере и закономерностях неоген-четвертичного вулканизма изученного региона.

1. Исландия является своеобразной геохимической аномалией в Северной Атлантике. Для нее характерны чрезвычайно интенсивный вулканизм, проявление дифференцированных риолито-базальтовых серий пород и наличие широкого спектра базальтовых расплавов.

2. Наблюдается закономерное изменение химического состава базальтовых расплавов от миоценовых трещинных излияний, сформировавших обширные базальтовые плато, к лавам неовулканической рифтовой зоны. Однородные по составу толеитовые платобазальты по мере заложения и развития рифтовой зоны сменяются рифтогенными базальтами, среди которых имеются низкощелочные толеиты океанического типа, обычные кварцевые и оливинные толеиты и щелочные оливинные базальты.

3. Различные по химическому составу рифтогенные базальты приурочены к определенным участкам рифтовой зоны. Низкощелочные толеиты океанического типа формируются на сочленениях зоны Исландии со структурами срединно-океанического хребта. Кварцевые и оливинные толеиты занимают центральную часть Исландии, щелочные оливинные базальты изливаются на периферии рифтовой зоны и ее "слепом" южном окончании.

4. Геохимические особенности низкощелочных толеитов океанического типа заключаются в обедненности этих пород Na, K, Fe, Ti, P и F, а также редкими литофильными элементами — Be, Li, Rb, Ba, Sr, TR, Zr, Nb, U, Th. По содержанию ряда перечисленных элементов низкощелочные толеиты приближаются к толеитам срединно-океанических хребтов. Щелочные оливинные базальты обогащены перечисленными выше элементами по сравнению с другими типами основных пород Исландии и близки к породам океанических островов и континентальных рифтовых зон.

5. Геохимические особенности базальтов Исландии (изотопия стронция и гелия) свидетельствуют об их мантийной природе.

6. Характерной чертой риолито-базальтовых ассоциаций является соответствие состава основных и кислых пород. С толеитовыми базальтами связаны низкощелочные риолиты, с щелочными — щелочные риолиты. Геохимическое различие двух групп риолитов заключается в обогащении щелочных разновидностей K, редкими литофильными элементами: Rb, Be, TR, Zr, Nb, Th, U и F и обеднены типоморфными элементами основных пород: Fe, Mg, Ca, Sr, V, Cr, Ni, Co, Cu, P по сравнению с низкощелочными разновидностями.

7. Происхождение кислых пород Исландии наиболее обоснованно связывается с процессом кристаллизационной дифференциации первичной базальтовой магмы при средних (10–15 кбар) и низких (< 10 кбар) давлениях. Кристаллизация расплавов риолито-базальтовой ассоциации протекала при относительно высоких температурах, в сухих условиях ( $P_{H_2O} < 1$  кбар и  $P_{H_2O} < P_{общ}$ ).

8. В процессе кристаллизационной дифференциации в ряду пород базальт — андезит — дацит — риолит происходит постепенное накопление кремнезема, щелочей и редких литофильных элементов, уменьшение содержаний Ca, Mg и Fe и эле-

ментов его группы и закономерное изменение величин отношений характерных пар элементов.

9. О генетической связи риолитов с базальтами свидетельствуют следующие факты:

а) преобладание Fe над Ca и Na над K во всех типах дифференциатов и обусловленность концентрации второстепенных и редких элементов содержаниями петрогенных элементов;

б) увеличение "дефицита" Eu от андезито-базальта к риолиту;

в) одинаковый изотопный состав He, Sr, Pb в базальтах и риолитах.

Возможность существования под Исландией коры, сложенной древними осадочно-метаморфическими породами, отвергается.

## ГЕОХИМИЯ ОЛОВА, СВИНЦА И БОРА В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ИСЛАНДИИ И СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Целью настоящих исследований было выявление закономерностей в распределении олова, свинца и бора в различных по геохимическим особенностям и петрохимическому составу вулканических породах Исландии и прилегающих к ней частях Срединно-Атлантического хребта. Данных, касающихся распределения этих элементов в породах указанных регионов, практически нет. В отношении содержания олова одна цифра приведена И. Смитом и И. Бартоном (Smith, Burton, 1972) — 0,7 г/т в базальте Срединно-Атлантического рифта, В.А. Баскиной (1971) в риолите Исландии отмечается 2,6 г/т Sn, С.В.Ефремовой и А.Ф. Маргшиной (1973) на основании приближенно-количественного метода указывается 2 г/т для грегитных базальтов и 1,8 г/т — для четвертичных.

Выяснение геохимических особенностей поведения указанных элементов представляет интерес, с одной стороны, в связи с тем, что, как отмечают исследователи основных пород дна океанов и островных дуг (Шейнманн, Баженова, 1972), уровни содержания малых элементов наряду с некоторыми петрогенными могут отражать условия образования пород. В то же время изучение геохимии рудных элементов в породах, образование которых несомненно связано с мантийными процессами, позволяет подойти к оценке металлоносности мантии.

С учетом геологических особенностей строения Исландии были изучены образцы третичных платобазальтов, четвертичных пород ее неовулканической зоны, а также базальтов Срединно-Атлантического хребта (хребты Кольбенсей, Рейкьянес, зоны Гиббса и Азорских островов). По петрохимическим особенностям различались толеитовые базальты и щелочные. К первым отнесены базальты с отношением  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 5$ : океанические третичные платобазальты северо-запада и востока Исландии, четвертичные базальты западной и северной частей неовулканической зоны. Ко вторым отнесены породы с отношением  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 5$ : четвертичные породы восточной ветви неовулканической зоны (районы Торвайёкудля, Эрайвайёкудля, о-в Хеймаэй)<sup>1</sup>.

Внутри двух серий пород по содержанию  $\text{SiO}_2$  рассматривались вулканы основного, среднего и кислого состава.

Определение элементов проводилось количественным спектральным методом. Часть проб на олово анализировалась по химической методике колориметрического определения с отделением его на ионообменных смолах и последующей экстракцией (Клинцова, 1973). Чувствительность метода — 0,5  $\mu$ , ошибка определения — 10–15%. Результаты изучения стандартных образцов приведены в табл. 43.

Полученные результаты определения элементов в вулканических породах представлены в табл. 42 и на гистограммах (рис. 28).

В распределении олова обнаруживаются следующие закономерности. Максимальные содержания его (2–2,5 г/т) отмечаются в наиболее щелочных породах восточной ветви неовулканической зоны: базальтах о-ва Хеймаэй, Эрайвайёкудля, Элдгьяу, андезит-базальтах района Торвайёкудля. Породы характеризуются высокими содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  (до 2%) и самыми низкими отноше-

<sup>1</sup> Часть образцов была любезно предоставлена В.И. Герасимовским, А.И. Поляковым, Л.В. Дмитриевым и А.Я. Шараськиным.

Таблица 42

Содержание Sn и некоторых петрогенных элементов в породах Исландии и

Место взятия образца	Sn, г/т	SiO <sub>2</sub> , вес. %	Na <sub>2</sub> O, вес. %
1	2	3	4
Третичные породы Исландии			
Базальты, андезито-базальты (< 57% SiO <sub>2</sub> )			
Северо-запад	$\frac{1-2,8}{33}$	$\frac{45,1-49,5}{7}$	$\frac{1,50-2,47}{7}$
Северо-восток	$\frac{1-2,8}{7}$		
Габбро			
Северо-запад	$\frac{1-1}{8}$	$\frac{45,5-48,7}{4}$	$\frac{0,77-2,18}{4}$
Северо-восток, дайка	1		
Андезито-дациты, дациты			
Северо-запад	3		
Северо-восток	$\frac{3,5-3,7}{2}$		
Диориты			
Северо-запад	$\frac{4-7}{3}$	65,7	4,07
Северо-восток, дайка	3,5		
Риолиты, риолито-дациты (> 68% SiO <sub>2</sub> )			
Северо-запад	$\frac{2-3}{5}$	$\frac{74,9-75,0}{2}$	$\frac{4,43-4,50}{2}$
Северо-восток	$\frac{3,6-4,2}{2}$		
Гранофиры			
Северо-восток, дайка	5		
Четвертичные породы Исландии			
Район Торвайёкудль	$\frac{2,1-3}{4}$	$\frac{49,7-55,4}{4}$	$\frac{3,04-4,1}{4}$
Эрайвайёкудль	2,5		
О-в Хеймаэй	$\frac{3-3,5}{3}$	$\frac{48,4-51,3}{3}$	$\frac{4,0-4,87}{3}$
Эндгьяу	$\frac{1,8-2,5}{2}$	$\frac{46,8-47,2}{2}$	$\frac{2,71-3,00}{2}$
Лаки	$\frac{1,6-2,1}{3}$	49,6	2,68
Гекла	$\frac{3,5-2,9}{3}$	54,45	2,81
Аскья	1,9		
П-ов Рейкьянес	$\frac{2-2}{4}$	$\frac{48,3-49,9}{2}$	$\frac{1,71-2,34}{4}$
Кедлинггарфьедль, субгляциальные базальты	$\frac{1-1,5}{7}$	$\frac{47,2-47,7}{4}$	$\frac{2,08-3,00}{4}$
Центральная часть Исландского грабена, современные серые базальты	$\frac{1-1,5}{4}$	$\frac{17,12-47,42}{4}$	$\frac{1,74-2,10}{4}$

Срединно-Атлантического хребта

$K_2O$ , вес. %	$Na_2O/K_2O$	Pb, г/т	B, г/т
5	6	7	8

Третичные породы Исландии

$\frac{0,16-0,55}{7}$	$\frac{3,64-15,4}{7}$	$\frac{<4-5}{33}$ $\frac{<4-6}{7}$	$\frac{<6-7}{33}$
$\frac{0,18-0,41}{4}$	$\frac{2,85-11,8}{4}$	$\frac{4-10}{8}$ 16 $\frac{7-10}{2}$	$\frac{<6-8}{4}$ 9
1,93	2,1	$\frac{9-12}{3}$ 6,5	$\frac{<6-8}{3}$
$\frac{2,86-3,80}{2}$	$\frac{1,2-1,5}{2}$	$\frac{13-19}{5}$ $\frac{8-9}{2}$ 9	$\frac{9-15}{5}$

Четвертичные породы Исландии

$\frac{0,72-2,0}{4}$	$\frac{2,0-5,0}{4}$	$\frac{6-10}{4}$ 5	$\frac{6-8}{4}$
$\frac{0,95-1,09}{3}$	$\frac{4,0-4,7}{3}$	$\frac{7-8}{3}$	
$\frac{0,83-0,83}{2}$	$\frac{3,2-3,7}{2}$	$\frac{4-5}{2}$ 3	$\frac{<6}{2}$
0,41	6,5	$\frac{<4}{3}$	
1,01	2,7	$\frac{<4-7}{3}$ 4	
0,12		$\frac{<4}{4}$ 4	$\frac{<6}{4}$
$\frac{0,23-0,76}{4}$	$\frac{4,0-9,0}{4}$	$\frac{4}{3}$	$\frac{<6-8}{3}$
$\frac{0,08-0,15}{4}$	$\frac{14-21}{4}$	$\frac{6-10}{3}$	$\frac{<6-8}{3}$

Таблица 42 (окончание)

1	2	3	4
Север Исландского грабена	$\frac{1-2,4}{8}$	49,1	2,65
Вулкан Эльдборг	$\frac{2-2}{2}$	$\frac{49,0-9,0}{2}$	$\frac{1,87-1,94}{2}$
Габбро			
Северная часть Исландского грабена	$\frac{1-2,5}{3}$		
Андезито-дациты			
Кедлинггарфьёльд	$\frac{1-2,5}{2}$	$\frac{60,24-62,67}{2}$	$\frac{4,30-4,34}{2}$
Гекла	5		
Аскья	3,8		
Риолиты, риолито-дациты (>68% SiO <sub>2</sub> )			
Район Торвайёкудль	$\frac{2-7}{26}$	$\frac{69,46-72,92}{8}$	$\frac{4,75-5,94}{8}$
Эрайвайёкудль	5		
Гекла	4,4		
Аскья	$\frac{3,5-4}{2}$		
Кедлинггарфьёльд	$\frac{2,0-4,5}{6}$	$\frac{69,79-73,0}{6}$	$\frac{4,5-5,2}{6}$
Север Исландского грабена	$\frac{2,7-4}{12}$		
Район Гейзера	5	73,82	5,0
Хвераведлир	3	71,0	4,30
Гранофиры			
Северная часть Исландского грабена	$\frac{3-3}{2}$		
Торвайёкудль	5	69,4	50,4

## Базальты Срединно-Атлантического хребта

Рейкьянес	$\frac{1,5-2,5}{6}$	$\frac{49,7-50,38}{3}$	$\frac{1,94-2,28}{3}$
Рейкьянес в месте пересечения с зоной Гиббса	$\frac{1,5-1,5}{2}$	49,82	1,72
Район Азорских островов	$\frac{1-2}{8}$	$\frac{48,96-50,72}{4}$	$\frac{1,89-2,18}{4}$
Хр. Кольбенсей	$\frac{2-2,5}{5}$	$\frac{45,0-51,5}{2}$	$\frac{1,74-2,13}{2}$
Район Исландского плато	$\frac{1,5-2}{4}$	$\frac{47,5-49,3}{3}$	$\frac{1,9-2,4}{3}$
Осевая часть Срединно-Атлантического хребта, 36°4 с.ш., 33,5° в.д.	$\frac{<1-2}{20}$		

Примечание. В числителе - пределы колебаний содержаний, в знаменателе - число проб.

5	6	7	8
0,32	8,3	$\frac{<4}{8}$	
$\frac{0,33-0,39}{2}$	$\frac{4,8-6,0}{2}$	$\frac{<4-4}{2}$	$\frac{<6}{2}$
		$\frac{<4-4}{3}$	$\frac{<6}{2}$
$\frac{1,76-1,92}{2}$	$\frac{2,3-2,4}{2}$	$\frac{14-20}{2}$	9
		8	
		8,5	
$\frac{3,61-4,80}{8}$	$\frac{1,1-1,5}{8}$	$\frac{13-50}{26}$	$\frac{9-16}{17}$
		18	
		8,5	
		$\frac{7-9}{2}$	
$\frac{3,40-3,86}{6}$	$\frac{1,1-1,5}{6}$	$\frac{18-45}{6}$	$\frac{9-16}{6}$
		$\frac{7-9}{12}$	
3,58	1,4	37	
2,68	1,6	20	10
		$\frac{9-22}{2}$	
3,51	1,4	25	9

Базальты Срединно-Атлантического хребта

$\frac{0,04-0,18}{3}$	$\frac{11-54}{3}$	$\frac{<4}{6}$	$\frac{<6-8}{6}$
0,06	29		$\frac{9-10}{2}$
$\frac{0,12-0,18}{4}$	$\frac{10-18}{4}$		
$\frac{0,11-0,13}{2}$	$\frac{7-16}{2}$	$\frac{<4}{5}$	$\frac{<6}{4}$
$\frac{0,19-0,26}{3}$	$\frac{2,6-10}{3}$	$\frac{<4}{4}$	$\frac{8-19}{4}$



Таблица 43

Содержание Sn в стандартных образцах

Проба	Порода	Sn, г/т			
В-1	Международный стандарт	2,7	2,2	2,0	1,9
ПР-10	Ультраосновная порода	0,8	1,0		
ПР-13	То же	1,3	0,8		
ПР-18	"	1,5	1,7		
ПР-16	"	1,6	1,8	1,4	
ПР-12	"	1,5	1,3	1,3	
20	Базальт	2	1,75		
139	"	2,5	2		
83	Дацит	4,85	5,0		
31	Диорит	5,15	4,2		
98	Риолит	4,25	5,1		
120	"	4,6	4,4		
110	"	5,5	4,75		

Таблица 44

Содержание Sn в базальтах (по литературным данным)

Район	Порода	Содержание Sn, г/т	Литературный источник
Океанические базальты			
Срединно-Атлантический рифт	Базальт	0,7	Smith, Burton, 1972
Срединно-Индийский хребет	"	1,1	То же
То же	"	2	В.Г. Сахно и др., 1970
Тихий океан	"	2,7	Smith, Burton, 1972
Атолл Эниуэток	Оливиновый базальт	0,9	То же
Островные базальты			
О-в Лорд Хау	Оливиновый трахибазальт	1,8	"
То же	Оливиновый базальт	1,0	"
"	То же	1,8	"
"	Оливиновый трахибазальт	1,3	"
"	Базальт	2,1	"
Гавайские острова	Толейтовый базальт	3,5	"
То же	Анкарамит	1,8	"
О-в Тонга	Базальт	3,2	В.Г. Сахно и др., 1970

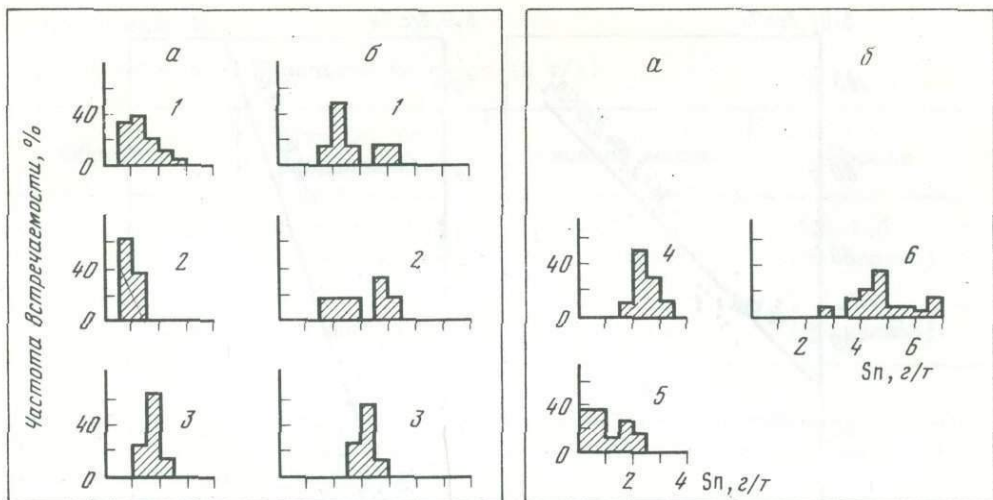


Рис. 28. Гистограммы содержания олова в породах Исландии и Срединно-Атлантического хребта

*a* - базальты и андезито-базальты; *б* - кислые породы; 1 - третичные; 2-6 - четвертичные: 2 - субгляциальные районы Кедлинггарфьёдля, 3 - севера Исландского грабена и п-ова Рейкьянес, 4 - щелочные базальты, 5 - базальты Срединно-Атлантического хребта; 6 - щелочные риолиты Торвайёкудля

ниями  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  (5-2). Все остальные группы толеитового состава: третичные платобазальты запада и востока Исландии с отношением  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  - 4-7, а также четвертичные базальты из северной, центральной и западной частей неовулканической зоны с отношением  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  - 10-21, близкими к таковым в породах из подводных хребтов Рейкьянес и Кольбенсей, характеризуются низкими значениями содержания олова.

Кислые породы распространены в Исландии весьма ограниченно. На построенных гистограммах (см. рис. 28) видно, что они содержат заметно больше олова по сравнению с базальтами. Распределение в них олова повторяет пространственную картину распределения этого элемента в базальтах. Так, самые низкие содержания олова характерны для кислых вулканитов района Кедлинггарфьёдля и для третичных пород северо-западной части Исландии. Максимальное же содержание олова также отмечается в наиболее щелочных четвертичных образованиях района Торвайёкудля.

Приводимые нами данные по наиболее редким в Исландии породам среднего состава позволяют характеризовать их как промежуточные образования в ряду от основных к кислым с промежуточными же значениями содержания олова.

Интрузивные породы, крайне редкие в Исландии, обнаруживают сопоставимые с эффузивными аналогами содержания олова. Отмечается рост его значений к более кислым разностям пород.

Полученные нами результаты по содержанию олова в базальтах Срединно-Атлантического хребта в целом сопоставимы с имеющимися в литературе отдельными значениями для океанических базальтов (табл. 44). На гистограмме (см. рис. 27) видно, что содержания олова в указанных интервалах до 2,5 г/т распределяются довольно равномерно, образуя два небольших максимума. Базальты с низкими содержаниями олова взяты из района Азорских островов и зоны Гиббса, а относительно повышенные значения характерны для пород хребтов Кольбенсей и Рейкьянес. По данным Г. Шиллинга (Schilling, 1973) и результатам наших исследований, минимальные содержания  $\text{K}_2\text{O}$  характерны для базальтов из южной части хребта Рейкьянес. Соотношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  достигает здесь 54. По направлению к Исландии количество калия в породах растет, соответственно наблюдается относительное повышение содержания олова.

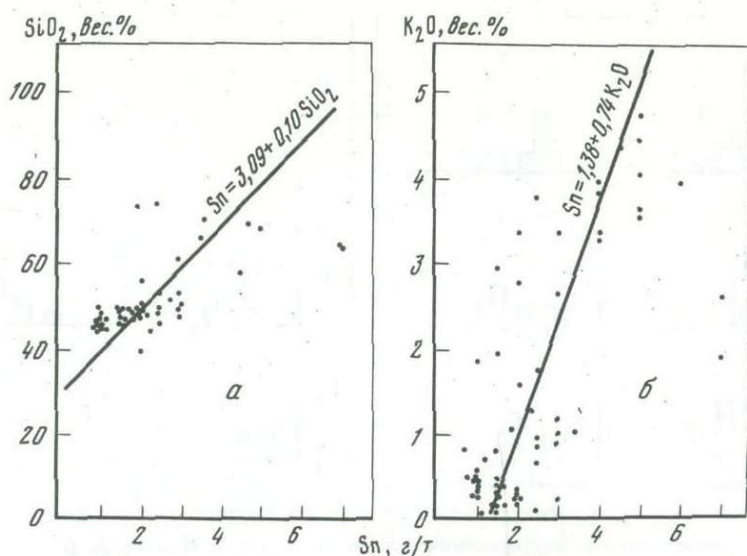


Рис. 29. Зависимость содержания олова от  $\text{SiO}_2$  (а) и  $\text{K}_2\text{O}$  (б) в породах Исландии

Определенная связь между содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  и олова,  $\text{SiO}_2$  и олова в породах, безусловно, прослеживается. Об этом свидетельствует прямая корреляционная связь между ними (табл. 45; рис. 29).

Полученные данные по содержанию свинца (см. табл. 49), так же как и олова, показывают, что уровни содержания рудных компонентов в изученных породах находятся в тесной зависимости от их петрохимического состава, т.е. растут в ряду базальт-риолит и толеитовые породы - щелочные.

Что касается бора, то он, как и другие летучие, в больших количествах отмечается в океанических базальтах; так, для пород из зоны Гиббса его содержание достигает 8-10 г/т (Brooks, Jakobsson, 1974). В базальтах же Исландии содержание бора, как правило, меньше 6 г/т (см. табл. 42).

Фазовый анализ минералов-вкрапленников и основной массы базальтов на содержание в них олова показал, что оно накапливается в основной массе (табл. 46). Наряду с установленными фактами роста содержания компонента в ряду базальт-риолит, а также унаследованности содержаний в кислых поро-

Таблица 45

Расчитанные параметры корреляционной зависимости олова от  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в породах Исландии

Элемент	Выборка	Среднее содержание	Среднее квадратичное	Корреляция		$R_{\text{крит}}$	Вероятность прямой зависимости при уровне значимости 0,05, %
				$S_n$	$\text{SiO}_2$		
$S_n$	90	2,506	1,376	0,00		0,20	95
$\text{SiO}_2$							
$S_n$	71	2,519	1,447	1,00		0,22	95
$\text{K}_2\text{O}$							

Таблица 46

Фазовый анализ базальтов на олово (в г/т)

Образец	Минерал во вкрапленниках	Основная масса	Порода
Полевошпатовый базальт	Плагиоклаз 1-1 (3 анализа)	1,5-2 (3 анализа)	0,5-1,5 (3 анализа)
Оливиновый базальт	Оливин 2,4-3 (2 анализа)	2-2 (2 анализа)	1-1,5 (2 анализа)

дах от основных, развитых в одних и тех же районах, полученные результаты говорят об образовании кислых пород путем кристаллизационной дифференциации базальтоидных расплавов.

Таким образом, проведенные геохимические исследования позволили нам выявить следующие закономерности.

Установлены низкие уровни содержаний рудных компонентов в толеитовых как третичных, так и четвертичных платобазальтах и повышенные количества олова и свинца в щелочных сериях пород восточной ветви неовулканической зоны Исландии.

Поскольку отмеченные в последнее время в литературе (Brooks, Jakobsson, 1974) факты обнаружения мантийных нодулей в аналогичных по составу щелочных базальтах Гренландии и Шпицбергена указывают на более глубинный характер выплавления этих пород, то и установленные более высокие уровни содержаний рудных компонентов являются показателями более глубинных условий их выплавления по сравнению с толеитовыми сериями. Такие же закономерности были установлены нами при геохимическом изучении двух серий вулканических пород Гавайских островов (Барсуков, Дурасова, Кравцова, 1975).

Установленные содержания олова, свинца и бора в океанических базальтах показывают, что они обеднены первыми двумя и относительно обогащены летучим элементом — бором по сравнению с базальтами Исландии. Эти данные находятся в соответствии с теми представлениями, которые развиваются большинством исследователей Исландии (Brooks, Jakobsson, 1974), выделяющих внутри толеитовых базальтов Северо-Атлантической рифтовой системы два типа базальтов: океанические, алюмомагниевые, бедные литофильными элементами, но обогащенные летучими компонентами, и железо-титанистые с более высокими содержаниями железа, титана, калия.

Установленные в Исландии заметные содержания ряда рудных элементов (Sn и Pb) в щелочных базальтах и их дифференциатах, обнаружение повышенной металлоносности пепловых прослоев океанических осадков близ Исландии (Барсуков и др., 1975), находки минералов олова в продуктах эманаций некоторых вулканов позволяют говорить нам о мантийном источнике этих элементов в андезито-базальтовых сериях магматических пород и возможном мантийном источнике рудного вещества ассоциирующих с ними месторождений олова сульфидно-касситеритового (включая и силикатно-касситеритовый) типа.

#### ABSTRACT

The studies of the chemical composition of the magmatic rocks of Iceland were based on the analyses of more than 600 specimens representing all the main types of the volcanic complexes ranging in age from Miocene to recent.

190 specimens were subjected to the complete silicate analysis. The constituents of the phenocrysts were determined with the help of an x-ray micro-analyzer. The rocks were analysed for many rare and ore minerals (He, Rb, Zr, Be, Sr, Ba, Th, U, Zr, Hf,

TR, V, Nb, Ta, V, Cr, Ni, Co, Sc, Cu, Ag, Zn, Mo, Pb, Hg, Sn) volatiles (B, F, Cl, P, S, CO<sub>2</sub>, hydrocarbons). The results obtained include data on the helium isotopy and a homogenization temperature range of the inclusions in individual minerals of the effusive rocks.

The studies revealed that the chemical composition of the basalt melts grades from the Miocene fissure eruptions, which formed a vast basalt plateau, to the lavas of the neotectonic rift zone.

With depth and in the course of the development of the rift zone, the homogeneous tholeiitic plateau basalts are replaced by the riftogenous basalts classified into low alkali tholeiites of the oceanic type, normal quartz and olivine tholeiites and alkali olivine basalts. The heterogeneous riftogenous basalts are confined to the specific parts of the rift zone.

In chemical composition the low alkali tholeiites of the oceanic type are almost similar to the rocks of the middle-oceanic ridges, while the alkali olivine basalts resemble the analogous rocks of the oceanic islands and the continental rift zones.

The origin of the acid rocks in Iceland is most likely associated with a process of crystallized differentiation of the parent basalt magma in arid conditions at relatively high temperature and moderate and low pressure. The differentiation in the row - basalt-andesite-dacite-rhyolite - gradually brings about an increase of amounts of silica, alkali, rare lithophile elements and consequently a decrease of Ca, Mg, Fe and other typomorphic minerals of the basic rocks, ultimately changing the ratio values of the typical pairs of the elements.

The rhyolite basalt melts have a common sulcrustal source. The existence of the crust underlying Iceland composed of sedimentary-metamorphic rocks is ruled out.

The last chapter of the volume describes and compares the rock groups of Iceland and the basalts of the Middle-Atlantic ridge according to the distribution of Sn, Pb and B. The relationship between the distribution of these elements and petrochemical composition, particularly the amount of K<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub> is established.

## ЛИТЕРАТУРА

- Авдеев А.В. К вопросу о связях между эффузивным и интрузивным магматизмом на примере Атасу-Джаминского водораздела. - В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата, "Наука", 1969.
- Алимарин И.П., Подвальная Р.П. Колориметрическое определение малых количеств ниобия в виде роданидного комплекса. - Аналитическая химия, 1946, т. 1, № 1.
- Альмухамедов А.И. К вопросу о растворимости серы в силикатных растворах. - В кн.: Ежегодник, 1970. Сибирский ин-т геохимии. Иркутск, 1972.
- Багдасарян Г.П., Герасимовский В.И., Поляков А.И., Гукасян Р.Х. Новые данные абсолютного возраста в эффузивных породах Исландии. - Геохимия, 1976, № 9.
- Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов, М., "Наука", 1976.
- Балашов Ю.А., Туранская Н.В., Братишко Р.Х. Зональность распределения РЗЭ в океанах. - Геохимия, 1974, № 5.
- Барсуков В.Л., Дурасова Н.А., Кравцова Р.П. Некоторые геохимические особенности вулканических пород Исландии и Срединно-Атлантического подводного хребта. - Геохимия, 1975, № 3.
- Барсуков В.Л., Удинцев Г.Б., Сущевская Т.М. и др. О металлоносности вулканогенно-осадочных пород Северной Атлантики. - Геохимия, 1975, № 8.
- Баскина В.А. Магматизм Исландии. - Сов. геол., 1971, № 1.
- Белоусов В.В., Милановский Е.Е. О тектонике и тектоническом положении Исландии. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 2, № 3.
- Беус А.А. Бериллий. - В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений, т. 1. Геохимия редких элементов, М., "Наука", 1964.
- Беус А.А. Геохимия литосферы, М., "Недра", 1972.
- Беус А.А., Григорьян С.В., Айзерман М.Т. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М., "Недра", 1965.
- Борисёнок Л.Ф., Щербина В.В. Закономерности распределения скандия в изверженных породах и слагающих минералах. - В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенеза, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7.
- Высокоостровская Е.Б., Шатков Г.А., Шаткова Л.Н. Фтор и хлор в геологических формациях Восточного Забайкалья. - Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1974, т. 103, № 2.
- Герасимовский В.И. К геохимии фтора в нефелиновых сиенитах. - Геохимия, 1963, № 10.
- Герасимовский В.И., Балашов Ю.А., Карпушина В.А. Геохимия редкоземельных элементов в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки. - Геохимия, 1972, № 5.
- Герасимовский В.И., Балашов Ю.А., Карпушина В.А., Шевалеевский И.Д. Геохимия редкоземельных элементов в эффузивных породах Исландии. - Геохимия, 1976, № 8.
- Герасимовский В.И., Зайцев Е.И. Тантал и гафний в породах Исландии. - Геохимия, 1976, № 7.
- Герасимовский В.И., Карпушина В.А. Титан в эффузивных породах Исландии. - Геохимия, 1974, № 12.
- Герасимовский В.И., Кузнецова С.Я. О содержании серы в эффузивных породах Исландии. - Геохимия, 1974, № 8.
- Герасимовский В.И., Лактионова Н.В. Ванадий, хром, кобальт, никель и медь в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки. - Геохимия, 1971, № 9.

- Герасимовский В.И., Лактионова Н.В., Гриневская Ж.М. Скандий и иттрий в вулканических породах Исландии. - *Геохимия*, 1975, № 1.
- Герасимовский В.И., Лактионова Н.В., Коваленкер В.Г. Ванадий, хром, никель, кобальт и медь в эффузивных породах Исландии. - *Геохимия*, 1975, № 8.
- Герасимовский В.И., Лактионова Н.В., Коваленкер В.Г. Стронций и барий в эффузивных породах Исландии. - *Геохимия*, 1976, № 4.
- Герасимовский В.И., Лактионова Н.В., Несмеянова Л.И. Кальций, стронций, барий и марганец в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки. - *Геохимия*, 1972, № 2.
- Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. - В кн.: *Восточно-Африканская рифтовая система*, т. III. М., "Наука", 1974.
- Герасимовский В.И., Поляков А.И., Кригман Л.В., Несмеянова Л.И. О соотношении щелочей и кремнезема в породах Исландии. - *Геохимия*, 1974, № 7.
- Герасимовский В.И., Савинова Е.Н., Сапронова Г.В., Кригман Л.В. О содержании фосфора и фтора в эффузивных породах Исландии. - *Геохимия*, 1975, № 12.
- Герасимовский В.И., Сапронова Г.В., Савинова Е.Н. Бериллий в эффузивных породах Исландии. - *Геохимия*, 1976, № 3.
- Герлинг Э.К., Мамырин Б.А., Толстихин И.Н., Яковлева С.С. Изотопный состав гелия в некоторых горных породах. - *Геохимия*, 1971, № 10.
- Гладких В.С. Петрохимические и геохимические особенности толеитовых базальтов Воронезской антеклизы. - *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1971, т. 46, № 2.
- Голдин В.А., Фишман М.В., Давыдов В.П., Калинин Е.П. Вулканические комплексы рифей и нижнего палеозоя севера Урала. М., "Наука", 1973.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. - В кн.: *Петрология верхней мантии*. М., "Мир", 1968.
- Дмитриев Л.В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. - Автореф. докт. дис. М., ГЕОХИ АН СССР, 1973.
- Донцова Е.И. Изотопный обмен кислорода в процессе образования пород. - *Геохимия*, 1970, № 3.
- Донцова Е.И. Основные черты поведения изотопов кислорода в магматическом цикле. - В кн.: *Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах*. М., "Наука", 1976.
- Дэли Р.О. Изверженные породы и глубины Земли. Л.-М., ОНТИ МКТП СССР, 1936.
- Ефремова С.В., Мартынова А.В. Петрографо-геохимические особенности некоторых исландских базальтов. - *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1973, т. 48, № 4.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Зверев С.М., Косминская И.П., Красильщикова Г.А., Михота Г.Г. Глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шетландского региона по результатам эксперимента НАСП 1972 г. - *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1975, т. 50, № 3.
- Знаменский Е.Б., Нестеренко Г.В., Цыханский В.Д., Конусова В.В. Распространенность ниобия и тантала в трапхах. - В кн.: *Проблемы геохимии*. М., "Наука", 1965.
- Золотарев Б.П., Семенов Г.С. Особенности распределения тория, урана и калия в породах толеит-базальтовых формаций. - *Сов. геол.*, 1970, № 12.
- Икорский С.В., Поляков А.И. Газовая составляющая магматических пород рифтовой зоны Исландии. - *Геохимия*, 1976, № 6.
- Карапетян С.Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1972.
- Кланцова А.П., Барсуков В.Л., Шемаракина Т.П., Ходаковский И.Л. Экспериментальное определение констант устойчивости гидроксофторидных комплексов четырехвалентного олова. - *Геохимия*, 1975, № 4.
- Когарко Л.Н., Кригман Л.Д., Шарудило Н.С. Экспериментальные исследования влияния щелочности силикатных расплавов на отделение фтора в газовую фазу. - *Геохимия*, 1968, № 8.
- Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Содержание галогидных соединений в газовой фазе в зависимости от химизма магматического расплава. - *Геохимия*, 1961, № 12.
- Кононов В.И., Мамырин Б.А., Поляков Б.Г., Хабарин Л.В. Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии. - *Докл. АН СССР*, 1974, т. 217, № 1.
- Коптев-Дворников В.С., Ефремова С.В., Апельцин Ф.Р. и др. Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород. - В кн.: *Магматизм формации кристаллических пород и глубины Земли*, ч. II. М., "Наука", 1972.
- Крылов А.Я., Мамырин Б.А., Хабарин Л.В., Мазин Т.И., Силин Ю.И. Изотопы гелия в коренных породах дна океана. - *Геохимия*, 1974, № 8.

- Куголин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. М., "Наука", 1972.
- Лутц Б.Г., Гладких В.С., Петенко И.К., Викторова М.Е. Распределение ниобия и тантала в ультраосновных включениях из кимберлитов и базальтов. - Сов. геол., 1974, № 9.
- Мамырин Б.А., Толстихин И.Н., Ануфриев Г.С., Каменский И.Л. Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах. - Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 5.
- Мамырин Б.А., Герасимовский В.И., Хабарин Л.В. Изотопы гелия в породах рифтовых зон Восточной Африки и Исландии. - Геохимия, 1974, № 5.
- Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. Генезис кислых лав. - Вестн. МГУ, 1975, № 1.
- Мархинин Е.К., Сапожникова А.М. О содержании Ni, Co, Cr, V и Cu в вулканических породах Камчатки и Курильских островов. - Геохимия, 1962, № 4.
- Меняйлов И.А. Фтор в вулканическом процессе. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Недра", 1971.
- Наумов В.Б., Поляков А.И. Термометрические исследования включений в минералах базальтового ряда рифтовой зоны Исландии. - Геохимия, 1974, № 5.
- Отрощенко В.Д. К геохимии бора и цезия в связи с вулканогенными породами Западного Тянь-Шаня. - Геохимия, 1967, № 8.
- Петров Л.Л., Леонов Л.Л. Бериллий и фтор в вулканических породах Курильских островов и Камчатки. - В кн.: Ежегодник 1972. Сибирский ин-т геохимии. Иркутск, 1973.
- Поляков А.И., Ильин Н.П., Муравьева Н.С. Условия кристаллизации пород риолит-базальтовой ассоциации Исландии (по данным состава минералов-вкрапленников и коэффициентов распределения). - Геохимия, 1976, № 7.
- Поляков А.И., Соборнов О.П. Уран и торий. - В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система, т. III. М., "Наука", 1974.
- Поляков А.И., Соборнов О.П. Уран, торий и калий в вулканических породах Исландии. - Геохимия, 1975, № 9.
- Пономарев А.И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Пополипов Э.К., Леонова Л.Л., Знаменский Е.Б., Цыханский В.Д. Распределение Nb и Ta в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. - Геохимия, 1976, № 1.
- Пучков Е.В., Букурев Г.С., Долгов Б.Т. О формах вхождения меди в породообразующие и акцессорные минералы гранитоидов. - Докл. АН СССР, 1974, т. 128, № 1.
- Реми Г. Курс неорганической химии. М., "Мир", 1972.
- Рехарский В.И. Геохимия молибдена в эндогенных процессах. М., "Наука", 1973.
- Сахно В.Г., Говоров И.Н., Голубева Э.Д. и др. Геохимические особенности ультраосновных пород рифтовых зон и включений в щелочных базальтоидах. - В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.
- Стахеев Ю.И., Герасимовский В.И., Стахеева С.А. О содержании ртути в магматических породах. - Геохимия, 1975, № 11.
- Стахеев Ю.И., Кузнецов Ю.Н. Неоднородность химического состава вещества и точность аналитических методов. - Завод. лабор., 1970, т. 36, № 1.
- Сухоруков Ф.В., Лалин Б.Н., Симонова В.И. Бор в девонских вулканогенных породах Горного Алтая. - Геохимия, 1964, № 12.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. Автореф. докт. дис. М., ГЕОХИ А СССР, 1975.
- Ферсман А.Е. Геохимия, т. 4. М.-Л., Геохимиздат, 1939.
- Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М., "Мир", 1974.
- Хардер Г. Геохимия бора. М., "Недра", 1965.
- Хитаров Н.И., Рентгартен Е.В. К геохимии углекислоты в гранитных интрузиях. - Геохимия, 1956, № 2.
- Хэскин Л.А., Фрей Ф.А., Шмитт Р.А., Смит Р.Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М., "Мир", 1968.
- Шейнманн Ю.М., Баженова Г.И. Общегеологическое значение некоторых черт состава базальтов океанов и материков. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, № 3.
- Щербина В.В. Факторы, определяющие геохимическое распределение скандия. - Геохимия, 1959, № 8.



- Эрлих Э.Н. Методика и результаты обработки материалов. — В кн.: Петрология Курило-Камчатской вулканической провинции. М., "Наука", 1966.
- Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского хребта. М., "Наука", 1973.
- Bailey D.K., MacDonald R. Petrochemical variations among middle peralkaline (comendite) obsidians from the oceans and continents. — *Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1970, v. 28, N 4.
- Bailey D.K., MacDonald R. Fluorine and chlorine in peralkaline liquids and the need for magma generation in open system. — *Mineral. Mag.*, 1975, v. 40, N 12.
- Baker P.E. Islands of the South Atlantic. The ocean basins and margins, v. 1. The South Atlantic. Nairn A.E.M., Stenli F.G. (Eds). 1973, New York—London.
- Baldridge W.S., McGetchim T.R., Frey F.A., Jarosewich E. Magmatic evolution of Hekla Iceland. — *Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1973, v. 42, N 3.
- Barth T.F.W. On the geochemical cycle of fluorine. — *J. Geol.*, 1947, v. 55, N 5.
- Bass M.N., Moberly R., Rhodes J.M. e.a. Volcanic rocks cored in the Central Pacific LEG 17, deep sea drilling project. — *United Repts. Deep Sea Drill. Project*, 1973, v. 17.
- Berlin R., Henderson C.M.B. The distribution of Sr and Ba between the alkali feldspar, plagioclase and groundmass phases of porphyritic trachytes and phonolites. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, v. 33, N 2.
- Blake D.H., Ewell R.W.D., Gibson I. e.a. Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1965, v. 121, N 1.
- Brooks C.K. On the distribution of zirconium and hafnium in the Skaergaard intrusion, East Greenland. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, v. 33, N 3.
- Brooks C.K. The concentrations of zirconium and hafnium in some igneous and metamorphic rocks and minerals. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, N 3.
- Brooks C.K., Jakobsson S.P. Petrochemistry of the volcanic rocks of the North Atlantic Ridge. — In: *Geodynamics of Iceland and North Atlantic area*. L. Kristjansson (Ed.). Dordrecht—Boston, 1974.
- Brown J.M., Wincent E.A. Pyroxenes from the late stages of fractionations of the Skaergaard intrusion, East Greenland. — *J. Petrol.*, 1963, v. 4, N 2.
- Buddington A.F., Lindsley D.H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. — *J. Petrol.*, 1964, v. 5, N 2.
- Bunsen R. Über die Prozesse der vulkanischen Gesteinsbildung Islands. — *Poggendorffs Ann.*, 1851, Bd 83.
- Burns R.G., Fyfe W.S. Site of preference energy and selective uptake of transition — metal ions from magma. — *Science*, 1964, v. 144, N 3631.
- Burri C. Chemismus und optische Orientierung zweier Bytownite aus Islandischen Olivinbasalten. — *Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, 1974, Bd 54, N 1.
- Campsie J., Bailey J.C., Rasmussen M., Ditter F. Chemistry of tholeiites from the Reykjanes Ridge and Charlie Gibbs Fracture Zone. — *Nature, Phys. Sci.*, 1973, v. 244, N 135.
- Cargill H.K., Hawkes L., Ledebøer J.A. The major intrusions of South—Eastern Iceland. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1928, v. 84.
- Carmichael I.S.E. The pyroxenes and olivines from some Tertiary acid glasses. — *J. Petrol.*, 1960, v. 1, N 3.
- Carmichael I.S.E. The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Iceland. — *J. Petrol.*, 1964, v. 5, N 3.
- Carmichael I.S.E. Mineralogy of Thingmuli, Tertiary volcano of Eastern Iceland. — *Amer. Mineralogist*, 1967a, v. 52, N 11—12.
- Carmichael I.S.E. The mineralogy and petrology of the volcanic rocks from the Leicite Hills, Wyoming. — *Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1967b, v. 15, N 1.
- Carmichael I.S.E., McDonald A. The geochemistry of some natural glasses the North Atlantic Tertiary volcanic province. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1961, v. 25, N 3.
- Cawthorn R.G., Ford C.E., Biggar G.M. e.a. Determination of liquid composition in experimental samples: discrepancies between microprobe analysis and other methods. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 21, N 1.
- Cheminée J.L. Contribution à l'étude des comportements du potassium de l'uranium et du thorium dans l'évolution des magmas. — *These. Univ. Paris*, 1973.
- Coats R.R., Barnett P.R., Conklin N.M. Distribution of beryllium in unaltered silicic volcanic rocks of the western, conterminous United States. — *Econ. Geol.*, 1962, v. 57, N 6.
- Compston W., McDougall J., Heier K.S. Geochemical comparison of the Mesozoic basaltic rocks of Antarctica, South Africa, South America and Tasmania. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, v. 32, N 2.
- Dagley P., Wilson R.L., Walker G.P.L. e.a. Geomagnetic polarity zones of Icelandic lavas. — *Nature*, 1967, v. 216, N 5110.

- Einarsson T. The flowing lava. Studies of its main physical and chemical properties. — The eruption of Hekla 1947/1948. Kristiansson G., Thorarinnsson S. (Eds.), Reykjavik, 1949, v. IV, N 3.
- Ellis A.J., Manon W.A.J. Natural hydrothermal systems and experimental hotwater rock interactions. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1964, v. 28, N 8.
- Engel A.E.J., Engel C.G., Havens R.G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the Upper Mantle. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1965, v. 76, N 7.
- Erlank A.J., Kable E.J.D. The significance of incompatible elements in Mid-Atlantic ridge basalts from 45°N with particular reference to Zr/Nb. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1976, v. 54, N 4.
- Esson J., Dunham A.C., Thompson R.N. Low alkali high calcium olivine tholeiite lavas from the Isle of Skye, Scotland. — *J. Petrol.*, 1975, v. 16, N 2.
- Eugster H.P., Wones D.R. Stability relations of the ferruginous biotite, annite. — *J. Petrol.*, 1962, v. 3, N 1.
- Evans B.N., Moore J.G. Mineralogy as a function of a depth in the prehistoric Makaopuhi tholeiitic lava lake, Hawaii. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1968, v. 17, N 1.
- Ewart A., Shipp J.J. Petrogenesis of the volcanic rocks of the Central North Iceland, New Zealand, as indicated by a study of Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> ratios, and Sr, Rb, K, U and Th abundances. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, v. 32, N 7.
- Ewart A., Taylor S.R., Capp A.C. Trace and minor element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks of Central North Iceland, New Zealand. Total rock and residual liquid data. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1968, v. 18, N 1.
- Fawcett J.J., Brooks C.K., Rucklidge J.C. Chemical petrology of Tertiary flood basalts from the Scorsby Sund area. — *Medd. Grønland*, 1973, v. 195, N 6.
- Flanagan F.J.U.S. Geological Survey standards, II. First compilation of data for the new U.S.G.S. rocks. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, v. 33, N 1.
- Flanagan F.J. Values for international geochemical reference samples. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, v. 37, N 5.
- Fleischer M. Variation of the ratio Ni/Co in igneous rock series. — *J. Wash. Acad. Sci.*, 1968, N 58.
- Fleischer M., Robinson W.O. Some problems of the geochemistry of fluorine. — In: *Studies in analytical chemistry*. Shaw D.M. (Ed.). Toronto, 1963.
- Flower M.F.J., Schmincke H.U., Thompson R.N. Phlogopite stability and the Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> step in basalts along the Reykjanes Ridge. — *Nature*, 1975, v. 254, N 5499.
- Fryklund V.C. Jr., Fleischer M. The abundance of scandium in volcanic rocks, a preliminary estimate. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1963, v. 27.
- Gianelli S.G. Cumulus textures of Midhyrna layered intrusion Snaefellsnes peninsula, Iceland. — *Bull. Soc. geol. Ital.*, 1972, N 91.
- Gibson J.L. Origin of some Icelandic pitchstones. — *Lithos*, 1969, v. 2, N 4.
- Gottfried D., Greenland L.P., Campbell E.Y. Variation of Nb-Ta, Zr, Hf, Th-U, and K-Cs in two diabase granophyre suites. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, v. 32, N 9.
- Greenland L.P., Fones R. Geochemical behaviour of silver in a differentiated tholeiitic dolerite sheet. — *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1971, v. 9, N 393.
- Griffiths W.R., Powers H.A. Beryllium and fluorine content of some silicic volcanic glasses from Western United States. — *Geol. Survey Profess. Paper*, 1963, 475-B.
- Gtønvold K. Structural and petrochemical studies in the Kerlingarfjöll region, Central Iceland. — Ph. D. Thesis, Oxford, 1972.
- Gunn B.M., Mooser F. Geochemistry of the volcanics of Central Mexico. — *Bull. Volcanol.*, 1971, v. 34, N 2.
- Gunn B.M., Watkins N.D. The petrochemical effect of the simultaneous cooling of adjoining basaltic and rhyolitic magmas. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, v. 33, N 3.
- Hald N., Noe-Nygaard A., Pedersen A.K. The Krokksfjörður central volcano in North-West Iceland. — *Acta Natur. Iceland*, 1971, v. 2, N 10.
- Hamaguchi H., Kuroda R. Silver content of igneous rocks. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1959, v. 17, N 1/2.
- Harder H. Beitrag zur Geochemie des Bors. — *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen. II. Math. Phys. Kl.*, 1959, N 5.
- Hart S.R., Brooks C. Clinopyroxene matrix partition of K, Rb, Cs, Sr and Ba. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, v. 38, N 12.
- Hart S.R., Gunn B.M., Watkins N.D. Intralava variation of alkali elements in Icelandic basalt. — *Ame. J. Sci.*, 1971, v. 270, N 4.
- Hart S.R., Sculling J.G., Powell J.L. Basalts from Iceland and along the Reykjanes Ridge; Sr isotope geochemistry. — *Nature Phys. Sci.*, 1973, v. 246, N 155.

- Haskin L.A., Haskin M.K., Frey F.A., Wildeman T.R. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. — In: Origin and distribution of the elements. L.H. Ahrens (Ed.), Pergamon Press, 1968.
- Haskin L.A., Helmke P.A., Paster T.P., Allen R.O. Rare earths in meteoritic, terrestrial and lunar matter. — Activation analysis in geochemistry and cosmochemistry. Oslo, Universitetsforlaget, 1971.
- Hedge C.E. Variation in radiogenic strontium fond in volcanic rocks. — *J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, N 24.
- Hedge C.E., Noble D.C. Upper Cenozoic basalts with high Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> and Sr/Rb ratio, southern Great Basin, Western United States. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1971, v. 82, N 12.
- Heier K.S. Rubidium 37. — In: Handbook of geochemistry, II / 2. Ed. K.H. Wedepohl. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, N.Y., 1970.
- Heier K.S. Lithium 3. — In: Handbook of geochemistry, II / 2. Ed. K.H. Wedepohl. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, N.Y., 1970.
- Heier K.S., Chappell B.W., Arriens P.A., Morgan J.W. The geochemistry of four Icelandic basalts. — *Norsk. Geol. Tidsskr.* 1966, v. 46, N 4.
- Heier K.S., McDougall J., Adams J.A.S. Thorium, uranium and potassium in Hawaiian lavas. — *Nature*, 1964, v. 201, N 4916.
- Hekinian R. Petrology of the Nienty East ridge (Indian Ocean), compared to other aseismic ridges. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1974, v. 43, N 2.
- Hermance J.F., Grillo L.R. Constraints on temperatures beneath Iceland from magnetotelluric data. — *Phys. Earth Planet. Interiors.*, 1974, v. 8, N 1.
- Hermes O.D., Schilling J.G. Olivine from Reykjanes Ridge and Iceland tholeiites and its significance to the two-mantle source model. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 28, N 3.
- Hoppe H.J. Chemische und mikroskopische Untersuchungen im islandischen Gesteinen. — *Chem der Erde*, 1938, Bd 11, H. 4.
- Ingerson E. The possibility of geochemical provinces in the ocean basins. — *Metallogeneti-sche und geochemische Provinzen*, Bd 1. Wien, Akad. Wiss., 1974.
- Johns W.D., Huang W.H. Distribution of chlorine in terrestrial rocks. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, v. 31, N 1.
- Jakobsson S.P. Chemistry and distribution pattern of recent basaltic rocks in Iceland. — *Lithos*, 1972, v. 5, N 4.
- Jakobsson S.P., Pedersen A.K., Ponsbo J.G., Larsen L.M. Petrology of mugearite-hawaiite: early extrusives in the 1973, Heimaey eruption, Iceland. — *Lithos*, 1973, v. 6, N 2.
- Jonasson J.R., Boyle R.W. Geochemistry of mercury and origins of natural contamination of the environ. — *Bull. Canad. Inst. Mining and Metallurg.*, 1972, v. 65, N 1.
- Iwasaki I. Объемы вулканических продуктов (яп.; рез. англ.). — *Bull. Volcanol. Soc. Jap.*, 1974, v. 19, N 2. По реф. журн. "Геология", 1975, № 12, реф. 12B.
- Kay R., Hubbard N.J., Gast P.W. Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. — *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, N 8.
- Kudo A.M., Weill D.F. An igneous plagioclase thermometer — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1970, v. 25, N 1.
- Kushiro I. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. — *J. Petrol.*, 1972, v. 13, N 2.
- MacDonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas. — *J. Petrol.*, 1964, v. 5, N 1.
- MacDonald R., Bailey D.K. Chemistry of igneous rocks. Part I. The chemistry of the peralkaline oversaturated obsidians. — *U.S. Geol. Survey Profess. Paper*, 1973, N 1.
- Manson V. Chemistry of basaltic rocks major elements. — In: Basalts, v. 1. 1967. Ed. H.H. Hess. Interscience Publishing.
- Mark R.K., Lee H.C., Bowman H.R., e.a. A high Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> mantle for low alkaline tholeiite northern Great Basin. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, v. 39, N 2.
- Masson C.R. Ionic equilibria in liquid silicates. — *J. Amer. Ceram. Soc.*, 1968, v. 51, N 3.
- Mathez E.A. Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and its application to basaltic rocks. — *Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1973, v. 41, N 1.
- Melson W.G., Thompson G., Andel T.H., van. Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic ridge, 22°N latitude. — *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 18.
- Melson W.G., Thompson G. Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segments. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, v. 268, N 1192.
- Moorbath S., Walker G.P.L. Strontium isotope investigation of igneous rocks from Iceland. — *Nature*, 1965, v. 207, N 4999.
- Moorbath S., Sigurdsson H., Goodwin R. K-Ar ages of the oldest exposed rocks in Iceland. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1968, v. 4, N 3.
- Moore J.G., Fabbri B.P. An estimate of the juvenile sulfur content of basalts. — *Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1971, v. 33, N 2.

- Moore J.G., Schilling J.G. Vesicles, water and sulfur in Reykjanes Ridge basalts. — *Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1973, v. 41, N 2.
- Muehlenbachs K. The oxygen isotope geochemistry of siliceous volcanic rocks from Iceland. — *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 1973, v. 72.
- Muehlenbachs K., Anderson A.F., Jr., Sigvaldason G.E. Low -  $O^{18}$  basalts from Iceland. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, v. 38, N 4.
- Muehlenbachs K., Jakobsson S.P. The oxygen isotope composition of the 1973 Heimae lava. — *Carnegie Inst. Wash., Yearb.*, 1973, v. 72.
- Muir I.D., Tilley C.E., Scoon J.H. Basalts from the northern part of the Mid-Atlantic ridge. — *J. Petrol.*, 1966, v. 7, N 2.
- Nicholls J., Carmichael I.S.E. A commentary on the absarokite-shoshonite-banakitite series of Wyoming, U.S.A. — *Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, 1969, Bd 49, N 1-2.
- Nobbie D.C., Haffty J. Minor-element and revised major-element contents of some Mediterranean pantellerites and comendites. — *J. Petrol.*, 1969, v. 1, N 3.
- Noble D.C., Korringa M.K., Hedge C.E., Riddle G.O. Highly differentiated subalkaline from glass Mountain, Mono County California. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1972, v. 83, N 4.
- Nocholds E.R. Average chemical compositions of some igneous rocks. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1954, v. 65, N 10.
- Noe-Nygaard A., Rasmussen J. Petrology of a 3000 metre sequence of basaltic lavas in the Faeroe Island. — *Lithos*, 1968, v. 1, N 3.
- Noe-Nygaard A., Pedersen A.K. Progressive chemical variation in a tholeiitic lava sequence at Kap Stosch, Northern East Greenland. — *Bull. Geol. Soc. Danm.*, 1974, v. 23, N 3-4.
- Norman J.C., Haskin L.A. The geochemistry of Sc, a comparison to the rare earths and Fe. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, v. 32.
- O'Hara M.J. Non-primary magmas and dubious mantle plume beneath Iceland. — *Nature*, 1973, v. 243, N 5409.
- O'Hara M.J. Is there an Iceland mantle plume? — *Nature*, 1975, v. 253, N 5494.
- O'Nions R.K., Grønvald K. Petrogenetic relationships of acid and basic rocks in Iceland: Sr-isotopes and rare earth elements in late and postglacial volcanics. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 19, N 4.
- O'Nions R.K., Pankhurst R.J. Secular variation in the Sr-isotope composition of Icelandic volcanic rocks. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 2, N 6.
- O'Nions R.K., Pankhurst R.J., Fridleifsson J.B., Jakobsson S.P. Strontium isotopes and rare earth elements in basalts from the Heimae and Surtsey volcanic eruptions. — *Nature*, 1973, v. 243, N 5404.
- Palmason G., Saemundsson K. Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, v. 2.
- Parker R.L., Fleischer M. Geochemistry of niobium and tantalum. — *Geol. Soc. Amer. Profess. Paper*, 1968, N 612.
- Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 19, N 2.
- Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. The  $TiO_2-K_2O-P_2O_5$  diagram a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 24, N 3.
- Peck D.L., Wright T.L. Experimental studies of molten basalt in situ. A summary of physical and chemical measurements of recent lava lakes of Kilauea volcano, Hawaii. — *Annual Meet. Geol. Soc. America*, 1966.
- Pichler H., Zeil W. The Cenozoic andesite association of the Chilean Andes. — *Bull. Volcanol.*, 1972, v. 35, N 2.
- Prinz M. Geochemistry of basaltic rocks: Trace elements. — In: *Basalts*, v. I. 1967. Ed. H.H. Hess. Interscience Publishing.
- Puchelt H. Barium 56. Abundance in common igneous rock types. — In: *Handbook of geochemistry*. II/3. K.H. Wedepohl (Ed.). Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, N.Y., 1972.
- Rader L.F., Swadley W.S., Lipp H.H., Hufmann C., Jr. Determination of zinc in basalts and other rocks. — *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1960, 400-B.
- Ricke W. Ein Beitrag zur Geochemie des Schwefels. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1960, v. 2, N 1/2.
- Robson G.R., Spector J. Crystal fractionation of the Skaergaard type in modern Iceland magmas. — *Nature*, 1962, v. 193, N 4822.
- Roeder P.L. Activity of iron and olivine solubility in basaltic liquids. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, v. 23, N 3.
- Roeder P.L., Emslie R.F. Olivine-liquid equilibrium. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1970, v. 29, N 4.
- Saemundsson K. Vulkanismus und Tektonik des Hehgill-Gebietes in Südwest Island. — *Acta natur. islandica*, 1967, v. 11, N 7.

- Sandell E.B. The beryllium content of igneous rocks. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1952, v. 2, N 4.
- Schedler R.A. Optical, chemical and structural determinations of volcanic acid Icelandic plagioclase feldspars. — *Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, 1971, v. 55, N 2/3.
- Schilling J.G. Iceland mantle plume: geochemical study of Reykjanes Ridge. — *Nature*, 1973, v. 242, N 5400.
- Schilling J.G. Rare-earth variations across normal segments of the Reykjanes Ridge, 60–55°N, Mid-Atlantic ridge, 29°S, and East Pacific rise, 2–19°S, and evidence of the composition of the underlying low-velocity layer. — *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, N 11.
- Seward T.M. The Distribution of transition elements in the system  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5 - \text{H}_2\text{O}$  at 1000 bars pressure. — *Chem. Geol.*, 1971, v. 7, N 2.
- Shawe D.R., Berkold S. Distribution of beryllium in igneous rocks. — U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1964, 501-B.
- Shimokawa T., Masuda A. Rare-earths in Iceland neovolcanic rocks. *Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1972, v. 37, N 1.
- Siegel B.Z., Siegel S.M., Thorarinsson F. Icelandic geothermal activity and the mercury of the Greenland Icecap. — *Nature*, 1973, v. 241, N 5391.
- Sigurðsson H. Petrology of acid xenoliths from Sertsey. — *Geol. Mag.*, 1968a, v. 105, N 5.
- Sigurðsson H. The Icelandic basalts plateau and the question of sial. — In: *Iceland and Mid-Ocean Ridges. Soc. Sci. Islandica Rit.*, 1968b, v. 38, N 62.
- Sigurðsson H. The petrology and chemistry of the Sæberg Volcanic region of the intermediate and acid rocks of Iceland. — Ph. D. Thesis, Durham Univ., 1970.
- Sigurðsson H. Feldspar relations in Icelandic alkalic rhyolites. — *Mineral. Mag.*, 1971, v. 296, N 38.
- Sigurðsson H., Brown G.M. An unusual enstatite forsterite basalt from Kolbensey Island, north of Iceland. — *J. Petrol.*, 1970, v. 11, N 2.
- Sigvaldason G.E. Das Liparitvorkommen der Mosvardshujukar auf Island. — *Beitr. Mineral. und Petrogr.*, 1958, Bd 6, N 2.
- Sigvaldason G.E. Chemistry of basalts from the Icelandic Rift Zone. — *Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1969, v. 20, N 4.
- Sigvaldason G.E. The petrology of Hekla and origin of silicic rocks in Iceland. Reykjavik, Univ. Iceland, 1973.
- Sigvaldason G.E. Basalts of the centre of assumed Icelandic mantle. — *J. Petrol.*, 1974, v. 15, N 3.
- Sigvaldason G.E., Oskarsson N. Chlorine in basalts from Iceland. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, v. 40, N 7.
- Sigvaldason G.E., Steinthorsson S. Chemistry of tholeiitic basalts from Iceland and their relation to the Kverkfjoll hot spot. — In: *Geodynamics of Iceland and North Atlantic area. L. Kristjansson (Ed.)*, 1974, p. 155–164.
- Sigvaldason G.E., Steinthorsson S., Oskarsson N., Imslund P. Compositional variation in recent Icelandic tholeiites and the Kverkfjoll hot spot. — *Nature*, 1974, v. 252, N 5476.
- Simkin T., Smith J.V. Minor element distribution in olivine. — *J. Geol.*, 1970, v. 78, N 3.
- Smith I., Burton I. The occurrence and distribution of tin with particular reference to marine environments. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1972, v. 36, N 5.
- Stormer J.C., Carmichael I.S.E. The Kudo-Weill plagioclase geothermometer and porphyritic acid glasses. — *Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1970, v. 28, N 4.
- Sun S.S., Borming J. Lead and strontium isotopes in post-glacial basalts from Iceland. — *Nature*, 1975, v. 255, N 5509.
- Thompson G., Shido F., Miyashiro A. Trace element distributions in fractionated ocean basalts. — *Chem. Geol.*, 1972, v. 9.
- Thorarinsson S. Surtsey. Reykjavik, 1966.
- Thorarinsson S. Hekla and Katla. — In: *Iceland and Mid-Ocean ridges. Reykjavik*, 1967a.
- Thorarinsson S. Some problems of volcanism in Iceland. — *Geol. Rundschau*, 1967b, Bd 57, N 1.
- Thorarinsson S. The Lakagigar eruption of 1783. — *Bull. Volcanol.* 1970, v. 33, f. 3, b. V.
- Thorarinsson S., Steinthorsson S., Einarsson Th. e.a. The eruption of Heimaey, Iceland. — *Nature*, 1973, v. 241, N 5389.
- Tomasson J. Hekla's magma. — In: *Iceland and Mid-Ocean ridges. Soc. Sci. Islandica, Reykjavik*, 1967.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1961, v. 72, N 2.
- Tuttle O.E., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . — *Mem. Geol. Soc. America*, 1958, N 74.

- Unni C.K., Schilling J.G. Chlorine in basalts from the Iceland Reykjanes ridge system. — Trans. Amer. Geophys. Union (EOS), 1974, v. 55, N 4.
- Walker G.P.L. Geology of the Reydarfjödur area, Eastern Iceland. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1959, v. 114, N 455, pt 3.
- Walker G.P.L. The Breiddalur central volcano, Eastern Iceland. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1963, v. 119, N 473, pt 1.
- Walker G.P.L. Acid volcanic rocks in Iceland. — Bull. Volcanol., 1966, v. 29.
- Walker G.P.L. Intrusive sheet swarms and the identity of Crustal Layer 3 in Iceland. — J. Geol. Soc. London, 1975, v. 131.
- Watkins N.D., Gunn B.M., Coy-Yu R. Major and trace element variations during the initial cooling of an Icelandic lava. — Amer. J. Sci., 1970, v. 268, N 1.
- Wedepohl K.H. Zink, 30-E. Abundance in common igneous rocks types; crystal abundance. — In: Handbook of geochemistry, II/3. Ed. K.H. Wedepohl. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, N.Y., 1972.
- Wedepohl K.H. Lead, 82-E. Abundance in common magmatic rock types; crystal abundance. — In: Handbook of geochemistry, II/4. Ed. K.H. Wedepohl. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, N.Y., 1974.
- Welke H., Moorbath S., Cumming G.L., Sigurdsson H. Lead isotope studies in igneous rocks from Iceland. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, v. 4, N 3.
- Wright T.L. Chemistry of Kilæua and Mayna Loa lava in space and time. — U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1972, N 735.
- Yoder H.S. Contemporaneous rhyolite and basalt. — Amer. Mineralogist, 1973, v. 58, N 2-3.

## СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ИСЛАНДИИ . . . . .	5
Введение . . . . .	-
Химический состав магматических пород (А.И.Поляков) . . . . .	7
Распространение, классификация и возраст . . . . .	-
Комплекс третичных (миоценовых) платобазальтов ( $N_{1-2}$ ) . . . . .	-
Комплекс плиоцен-эоплейстоценовых вулканитов ( $N_2^2-EQ$ ) . . . . .	9
Комплекс молодых рифтогенных вулканитов (Q) . . . . .	-
Распространенность отдельных типов пород . . . . .	10
Петрохимическая характеристика магматических пород . . . . .	12
Третичные магматические породы . . . . .	-
Платобазальты . . . . .	-
Породы вулканов центрального типа . . . . .	17
Дайки . . . . .	19
Габбро-гранофировые интрузии . . . . .	-
Плиоцен-эоплейстоценовые базальты . . . . .	22
Голоценовые (постледниковые) базальты ( $Q_4$ ) . . . . .	27
Низкощелочные толеиты океанического типа . . . . .	31
Оливиновые и кварцевые толеиты . . . . .	-
Щелочные оливиновые базальты . . . . .	32
Дифференцированные базальто-риолитовые комплексы (Q) . . . . .	33
Минералогический состав пород и химизм породообразующих минералов . . . . .	42
Физико-химические условия кристаллизации вулканических пород . . . . .	50
Геохимия отдельных элементов (В.И.Герасимовский) . . . . .	55
Натрий и калий . . . . .	-
Кальций и магний . . . . .	66
Марганец . . . . .	-
Железо . . . . .	71
Алюминий . . . . .	72
Кремний . . . . .	-
Ванадий . . . . .	-
Хром . . . . .	81
Никель и кобальт . . . . .	82
Скандий . . . . .	84
Барий . . . . .	85
Стронций . . . . .	87
Редкоземельные элементы и иттрий . . . . .	90
Титан . . . . .	102
Цирконий, гафний, ниобий и тантал . . . . .	104
Уран и торий . . . . .	111
Бор . . . . .	116
Углерод . . . . .	117
Фосфор . . . . .	123
Сера . . . . .	128
Фтор . . . . .	132
Хлор . . . . .	133
Литий . . . . .	136
Рубидий . . . . .	137
Бериллий . . . . .	138
Медь . . . . .	140
Серебро . . . . .	141
Цинк . . . . .	142
Ртуть . . . . .	-
Свинец . . . . .	144
Молибден . . . . .	-
Изотопы . . . . .	145
Газы . . . . .	147
Происхождение магматических пород Исландии (А.И.Поляков) . . . . .	152
Эволюция состава расплавов в процессе рифтогенеза . . . . .	-

Источники базальтовых расплавов и условия плавления . . . . .	154
Механизм фракционирования расплавов и происхождение кислых пород . . . . .	156
Общие выводы . . . . .	161
ГЕОХИМИЯ ОЛОВА, СВИНЦА И БОРА В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ИС- ЛАНДИИ И СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА (Н. А. Дурасова, В. Л. Бар- суков, Р. П. Кравцова) . . . . .	163
Abstract . . . . .	171
Литература . . . . .	173

## CONTENTS

GEOCHEMISTRY AND PETROLOGY OF THE MAGMATIC ROCKS OF ICELAND . . . . .	5
Introduction . . . . .	-
The Chemical composition of magmatic rocks (A.I. Polyakov) . . . . .	7
Distribution of Classification and age . . . . .	-
Complex of Tertiary (Miocene) plateau-basalts (N <sub>1-2</sub> ) . . . . .	-
Complex of Pliocene-Eopleistocene volcanites (N <sub>2</sub> <sup>2</sup> -EQ) . . . . .	9
Complex of young riftogenous volcanites (Q) . . . . .	-
Distribution of rock types . . . . .	10
The petrochemical description of the magmatic rock types . . . . .	12
Tertiary magmatic rocks . . . . .	-
Plateau-basalts . . . . .	-
Rocks of the central type volcanoes . . . . .	17
Dykes . . . . .	19
Gabbro-granophyre intrusions . . . . .	-
Pliocene-Eopleistocene basalts . . . . .	22
Holocene (post-glacial) basalts (Q <sub>4</sub> ) . . . . .	27
Low-alkali tholeiites of the oceanic type . . . . .	31
Olivine and quartz tholeiites . . . . .	-
Alkali olivine basalts . . . . .	32
Differentiated basalt-rhyolit complexes (Q) . . . . .	33
The Mineralogical composition of the rocks and chemism of the rock-forming minerals . . . . .	42
Physico-chemical conditions for the crystallization of the volcanic rocks . . . . .	50
Geochemistry of some Elements (V.I. Gerasimovsky) . . . . .	55
Sodium and potassium . . . . .	-
Calcium and magnesium . . . . .	66
Manganese . . . . .	-
Iron . . . . .	71
Aluminium . . . . .	72
Silica . . . . .	-
Vanadium . . . . .	-
Chromium . . . . .	81
Nickel and cobalt . . . . .	82
Scandium . . . . .	84
Barium . . . . .	85
Strontium . . . . .	87
Rare elements and yttrium . . . . .	90
Titanium . . . . .	102
Zirconium, hafnium, niobium and tantalum . . . . .	104
Uranium and thorium . . . . .	111
Boron . . . . .	116



Carbon . . . . .	117
Phosphorus . . . . .	123
Sulphur . . . . .	128
Fluorine . . . . .	132
Chlorine . . . . .	133
Lithium . . . . .	136
Rubidium . . . . .	137
Beryllium . . . . .	138
Copper . . . . .	140
Silver . . . . .	141
Zink . . . . .	142
Mercury . . . . .	—
Lead . . . . .	144
Molybdenum . . . . .	—
Isotopes . . . . .	145
Gases . . . . .	147
The Genesis of the magmatic rocks in Iceland ( <i>A.I. Polyakov</i> ) . . . . .	152
The evolution of the melt composition during the riftogenesis . . . . .	—
The sources of the basalt melts and melting conditions . . . . .	154
The mechanism of the melt fractionation and origin of the acid rocks . . . . .	156
Conclusion . . . . .	161
GEOCHEMISTRY OF TIN, LEAD AND BORON IN THE VOLCANIC ROCKS OF ICE- LAND AND MIDDLE-ATLANTIC RIDGE ( <i>N.A. Durasova, V.L. Barsukov, R.P. Kravt- zova</i> ) . . . . .	163
Abstract . . . . .	171
References . . . . .	173

## ИСЛАНДИЯ И СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ

Геохимия

*Утверждено к печати Межведомственным геофизическим комитетом  
при Президиуме Академии наук СССР*

Редактор *А.Д. Подольский*. Редактор издательства *Н.М. Митяшова*  
Художественный редактор *А.Н. Жданов*.

Технические редакторы *Н.А. Посканина* и *Н.Н. Коппина*

ИБ № 7067

Подписано к печати 26.05.78. Т — 09539. Усл.печ.л. 16,1. Уч.-изд.л. 15,6.  
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 1000 экз. Тип. зак.468. Цена 1р.10к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94<sup>а</sup>,  
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1р. 10к.

3001