

СОСТАВ,
ФИЗИЧЕСКИЕ
СВОЙСТВА
И ВОПРОСЫ
ПЕТРОГЕНЕЗИСА
НОВЕЙШИХ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ
ОБРАЗОВАНИЙ
АРМЕНИИ

ЕРВАН



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

**ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՆՈՐԱԳՈՒՅՆ ՀՐԱԲԽԱՅԻՆ
ԳՈՅԱՑՈՒՄՆԵՐԻ ԿԱԶՄԸ,
ՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ
ԵՎ
ՊԵՏՐՈԳԵՆԵԶԻՍԻ ՀԱՐՑԵՐԸ**

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

СОСТАВ, ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА
И
ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА
НОВЕЙШИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ
ОБРАЗОВАНИЙ АРМЕНИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1980



В работе излагается комплексная характеристика состава (петрографии, петрохимии, геохимии) и физических свойств (магнитных, плотностных, упругих, тепловых) новейших вулканических пород Армении. Количественная информация о составе и петрографических особенностях вулканических горных пород получена с помощью методов математической статистики на ЭВМ.

Работа может служить методическим пособием для изучения петрофизических особенностей вулканитов вообще и быть полезным справочником по физическим свойствам вулканических образований базальт-диопсидового ряда.

Авторский коллектив:

М. И. ТОЛСТОЙ, К. Г. ШИРИНЯН, И. М. ОСТАФИЙЧУК,
А. А. АДАМЯН, Н. Н. ЖУКОВ, С. Г. КАРАПЕТЯН,
В. Г. МОЛЯВКО, Г. Т. ПРОДАЙВОДА, А. В. СУХОРАДА,
Э. Х. ХАРАЗЯН

Книгу рекомендовали к печати рецензенты:

академик АН УССР С. И. СУББОТИН, член-корр.
АН СССР Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ,
кандидат геолого-минералогических наук
Н. В. КОРОНОВСКИЙ

С 1904030000 107-77
703(02)-80

© Издательство АН Армянской ССР, 1980

Академик А. П. Виноградов следующим образом охарактеризовал современный этап развития геологической науки:

"...Задачей является разработка физико-химической теории геологических процессов. А это значит — усиление исследований в области эксперимента... Без этого не будет никакой теории процессов, а, следовательно, и науки".

В этих исследованиях первостепенную роль должны играть реальные геологические тела, так как именно "природная лаборатория", реальная геологическая обстановка дает наиболее всесторонний материал об этих процессах. Правильный, геологически обоснованный выбор объектов исследований, их комплексный анализ не только способствует развитию работ в области моделирования геологических процессов и объективной интерпретации геологических данных, но и позволяет рассчитывать на выявление и обоснование новых закономерностей в геологических явлениях. Эффективность таких исследований во многом зависит от полноты и информативности признаков горных пород, достоверности методов исследований и эффективности средств математического анализа полученной информации.

Одной из важнейших в современной петрологии является проблема генезиса, причин разнообразия изверженных горных пород. Исходя из современных представлений о строении и составе глубинных зон Земли, результатов экспериментальных исследований и распространенности определенных типов магматических пород, в настоящее время принимаются три типа родоначальных магм: кислые, основные и ультраосновные. Они дают начало сравнительно ограниченному числу дискретных ассоциаций магматических пород, по составу близких первичным магмам. Их появление в значительной степени определяется характером строения земной коры конкретных тер-

риторий, особенностями их тектонического развития. По Ю. М. Шейнману, проявление тех или иных классов магм связывается с определенной тектонической обстановкой, причем ведущими критериями являются характер структур и особенности их движений. В наиболее полной форме это касается неовулканических образований, в максимальной степени сохранивших первоначальный облик своего состава. Именно вулканогенные породы можно считать одними из немногих прямых документов процессов, происходящих в глубинных зонах Земли, имеющих-ся в распоряжении исследователя.

Если те или иные горные породы возникают в определенных условиях, то изменение последних должно сказываться на физических свойствах пород и распределении в них химических элементов. Именно в связи с этим еще в конце прошлого и в начале текущего столетия В. И. Вернадский, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Р. Дэли, В. Л. Батурин, Г. Розенбуш, А. Е. Ферсман, П. Ниггли и др. обращали внимание исследователей на необходимость всемерного развития исследований состава микропримесей и физических свойств горных пород. Изучение последних не только способствует решению вопросов петрогенезиса, но дает в руки исследователя мощное средство для выяснения (в том числе и на количественной основе) целого ряда важнейших геологических задач.

К таким задачам можно отнести решение вопросов стратиграфии, оценки положения поверхности эрозионного среза, геохимической специализации и поверхностного тренда в распределении элементов, термодинамических особенностей формирования пород, оценки глубин, характера залегания и форм геологических тел при интерпретации геофизических данных и др. Высокая эффективность решения подобных задач неоднократно подчеркивалась в трудах советских и зарубежных исследователей.

Настоящая работа является результатом совместных исследований сотрудников лаборатории вулканологии Института геологических наук АН Арм.ССР и проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород Киевского университета, по инициативе заведующего кафедрой петрографии Московского университета ныне покойного профессора В. С. Коптева-Дворникова.

Особенностями исследований следует считать тщательность разработки методических вопросов: обоснования структуры,

количества и расположения проб в пределах исследуемых геологических объектов, выбора методов обработки и анализа проб, математической оценки полученной комплексной информации. Все это обеспечило объективность решения стоящих перед исследованиями задач.

Основными из этих задач являлись:

- комплексная характеристика состава и физических свойств характерных петротипов новейшего вулканизма на территории Армении;

- использование полученной комплексной количественной информации о составе и свойствах пород для их объективного расчленения, на основе программ многомерного статистического анализа и классификации;

- извлечение из полученной петрогеохимической и петрофизической информации данных, касающихся генезиса, истории формирования исследуемых пород.

Проведение подобного рода исследований на примере конкретного геологически хорошо изученного региона, каким является складчатая зона Армении, представляется важным не только в методическом отношении, но и в связи с тем, что имеющиеся в литературе сведения о составе и физических свойствах неовулканитов весьма скудны. Они, как правило, охватывают небольшое число признаков, нередко выполнены на различной методической основе, не всегда обеспечены необходимой геологической привязкой и преследуют различные геологические цели. Еще меньше сведений о связи состава и физических свойствах вулканитов различных условий формирования. Такое состояние изученности неовулканитов создает существенные трудности в решении вопросов стратиграфии, магматизма, генезиса пород.

Выполнение исследований было бы невозможным без всесторонней помощи сотрудников Института геологии АН Арм. ССР (А. Т. Асланян, К. И. Карапетян), Управления геологии Совета Министров Армянской ССР (Э. Х. Гулян, Г. В. Петросян, Р. П. Сепоян, В. О. Яникян), Ереванского госуниверситета (А. И. Адамян), поддержки сотрудников геологического факультета Московского госуниверситета (М. А. Петрова, А. В. Гущин), геологического факультета Киевского госуниверситета (Г. Г. Лозовая, А. Ю. Серга, Е. В. Слынько), Института физики Земли АН УССР (А. Т. Бондаренко, А. И. Левыкин), Института геофизики АН УССР (Д. В. Корниец). Всем названным товарищам и организациям авторы работы приносят свою искреннюю признательность.

МЕТОДИКА ОПРОБОВАНИЯ, АНАЛИЗ ПРОБ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ

1. Опробование вулканогенных пород

Достоверность решения геологических задач, связанных с изучением количественных особенностей распределения в горных породах химических элементов, физических свойств, и справедливость соответствующих выводов во многом предопределяются представительностью фактического материала, правильностью его отбора. При решении этого вопроса необходимо принимать во внимание следующее.

Любая горная порода в общем случае состоит из минеральных агрегатов, степень неравномерности распределения которых определяет флуктуацию некоторого регионального фона. Наблюдаемое природное распределение химических элементов и физических свойств в геологическом образовании можно представить себе в виде суммы:

$$P_{\text{наб.}} = P_{\text{рег.}} + P_{\text{лок.}} + P_{\text{фл.}} + P_{\text{ош.}}, \quad (1)$$

где $P_{\text{рег.}}$ — региональная составляющая значения признака на данной поверхности эрозионного среза, обусловленная условиями формирования геологического тела; $P_{\text{лок.}}$ — локальная составляющая, преимущественно "наложенная" на региональное распределение признака в объекте в результате проявления поздних и послемагматических процессов; $P_{\text{фл.}}$ — величина флуктуаций признака за счет структурно-текстурных неоднородностей пород; $P_{\text{ош.}}$ — величина ошибки анализа. Первые две составляющие распределения не являются случайными и описываются определенными функциями, последние же две имеют стохастический характер.

Решение задачи по выбору оптимального способа отбора проб при характеристике особенностей распределения химических элементов и минералов в геологических объектах в общем случае сводится к выявлению флуктуаций распределения признаков и ошибок анализа и их исключению из наблюдаемых природных распределений или максимальному подавлению. Это же в значительной мере относится и к петрофизическим пробам. Оптимальным мы считаем такой метод отбора проб в исследуемом объекте, при котором достигается требуемая точность решения задачи с минимальным количеством проб.

Задачи площадного опробования при геохимическом и петрофизическом исследовании пород можно подразделить на следующие типы: 1) оценка параметров распределений химических элементов и физических свойств в геологических объектах или их частях с заданной точностью; 2) исследование особенностей пространственного распределения признаков в геологических образованиях; 3) поиски участков локальных аномалий в распределении признаков (эндогенных ореолов, зон метасоматической переработки пород, околорудных изменений и т. д.).

Основные рекомендации настоящей главы относятся к задачам первых двух типов. Что же касается третьего типа, то по нему имеются довольно полные разработки и мы на нем останавливаться не будем.

Определение количества проб

Рассмотрим предварительно возможности обычного статистического подхода для определения количества проб, обеспечивающего заданную точность оценки параметра распределения. При таком подходе измеренные значения признака в пробах считаются независимыми наблюдениями одной случайной величины. Очевидно, что все сети опробования исследуемого объекта T с одинаковым количеством проб, при которых выполняется указанное предположение, являются эквивалентными. Иными словами, при подобном опробовании и одинаковом методе измерений достигается одинаковая точность статистического оценивания.

Пользуясь выражениями для оценок дисперсий, нетрудно рассчитать необходимые количества проб. Соответствующие формулы для заданных максимально допустимых с заданной

Таблица 1

Формулы расчета количеств наблюдений, обеспечивающих оценку параметров с заданной точностью

Оцениваемый параметр	Необходимое количество проб для максимально допустимого отклонения	
	абсолютного, A_β	относительного, a_β
Среднее	$\frac{D t_q^2}{A^2 \beta}$	$\frac{V^2 t_q^2}{a^2 \beta}$
Дисперсия	$\frac{D^2 (E-1) t_q^2}{A^2 \beta}$	$\frac{(E-1) t_q^2}{a^2 \beta}$
Стандартное отклонение	$\frac{D (E-1) t_q^2}{4 A^2 \beta}$	$\frac{(E-1) t_q^2}{4 a^2 \beta}$
Коэффициент вариации	$\frac{[4V^4 + V^2(E-1) - 4AV] t_q^2}{4 A^2 \beta}$	$\frac{[4V^2 + E - 1 - 4AV^{-1}] t_q^2}{4 a^2 \beta}$
Критическая граница уровня	$\frac{D [1 + t_\alpha A + \frac{1}{4} t_\alpha^2 (E-1)] t_q^2}{A^2 \beta}$	$\frac{[1 + t_\alpha A + \frac{1}{4} t_\alpha^2 (E-1)] t_q^2}{(V^{-1} + t_\alpha)^2 a^2 \beta}$

Примечание: $t_q = \frac{1+\beta}{2} \cdot 100$ — процентный квантиль нормального распределения с параметрами (0,1); V — коэффициент вариации; D — дисперсия; A и E — коэффициенты асимметрии и эксцесса.

Таблица 2

Количества независимых наблюдений, обеспечивающие оценку среднего с заданной относительной точностью (при доверительной вероятности 0,9)

$V\%$	20	30	50	70	100
а 0,9%					
50	1	1	3	5	11
30	1	3	8	15	30
20	3	6	17	53	68
10	11	25	68	133	272
5	44	98	272	534	1090

Таблица 3

Количества независимых наблюдений, обеспечивающие оценку дисперсии с заданной относительной точностью (при доверительной вероятности 0,9)

$\alpha_{0,9}$	100	70	50	30	10
E					
-1	3	6	11	30	272
0	6	12	22	60	540
2	12	24	44	120	1080

вероятностью β абсолютных A_β и относительных a_β пределов отклонений оценок от истинных значений приведены в табл. 1.

Для определения количества проб по приведенным формулам необходимы предварительные оценки величин, которыми оно определяется: V , D , A , E . Источником могут служить литературные или ориентировочные данные. Без них задача становится неопределенной.

Нетрудно видеть, что при выполнении условия статистической однородности и независимости наблюдений в пунктах опробования для всех практически реальных сетей задача об определении максимального способа опробования сводится к определению необходимого количества проб и последующему распределению их по наиболее удобной сети.

Для иллюстрации формул табл. 1 в табл. 2 приводятся количества проб, рассчитанные для оценки среднего с заданными относительными отклонениями (при доверительной вероятности этих отклонений $\beta = 0,9$). В табл. 3 приведены аналогичные данные для оценки дисперсии. Значения эксцесса E соответствуют определенным приближениям к наблюдаемым распределениям признаков в геологических объектах: $E = 0$ — нормальному распределению, $E = -1$ — "уплощенному", $E = 2$ — "островершинному".

Исследования различных авторов показали, что в неизмененных изверженных породах наиболее распространены распределения концентраций химических элементов со значениями E от -1 до +3 и значениями асимметрии от -1 до +3. Учи-

тывая это, можно рассчитать количество проб, заведомо обеспечивающее требуемую точность оценок параметров распределений, по приведенным выше формулам. Такой метод, однако, обоснован далеко не всегда.

Дело в том, что в общем случае необходимо принимать во внимание следующее достаточно очевидное соображение. Результаты измерений значения признака можно считать обусловленными действием факторов, не поддающихся строгому индивидуальному учету и относимых поэтому к источникам случайного, и факторов, которые могут проявлять вполне определенные тенденции влияния в пределах изучаемого объекта T . Благодаря последним, известное значение признака в некоторой точке объекта позволяет с большей уверенностью судить о его возможных значениях в близких к данной точке, чем в более удаленных. Это свидетельствует о наличии своего рода статистической зависимости между значениями одного и того же признака в относительно близких точках. Такую зависимость можно объяснить и статистической неоднородностью наблюдений.

Исходное условие однородности распределения признаков, обосновывающее использование приведенных формул, может соблюдаться лишь при относительно больших расстояниях между пунктами опробования, тем больших, чем сильнее проявлены области локальных и флуктуационных искажений поля значений признака на исследуемой площади. Очевидно, при построении схем опробования, в которых могут проявляться локальные по отношению к объекту особенности поведения признака, необходимо отправляться от более общей, чем случайная величина, модели распределения признака, учитывающей упомянутые особенности.

В качестве такой модели, включающей, как частный случай, случайную величину, можно предложить случайное поле с переменным математическим ожиданием. Результат измерения признака в точке с координатами (x_i, y_i) $\xi_i = \xi(x_i, y_i)$ будем считать значением реализации случайного поля $\xi(x, y)$ с математическим ожиданием $M\xi(x, y) = f(x, y)$, представляющим собой функцию координат x, y в T .

Функцию $f(x, y)$ можно считать константой лишь в тех случаях, когда предполагается отсутствие тенденций в распределении признака, проявляющихся на достаточно больших (в сравнении с ячейкой сети опробования) участках области T . В соответствии с поставленной задачей и спецификой исследу-

дуемого объекта, на $f(x, y)$ могут накладываться естественные ограничения. К примеру, в пределах одной ячейки сети опробования, малой в сравнении с размерами исследуемого объекта T , $f(x, y)$ можно считать достаточно точно аппроксимированной линейной функцией от координат точек в T . Несущественными можно считать также корреляционные связи между отклонениями $f(x_i, y_i) - f(x_i, y_i)$ измерений одного и того же признака от значений функции математического ожидания в пунктах опробования.

В соответствии с формулой прямоугольников для приближенного вычисления интеграла, оценка среднего должна иметь вид

$$\check{M} = \frac{1}{S} \sum_{i=1}^N f(x_i, y_i) s_i, \quad (2)$$

где x_i, y_i — координаты пунктов опробования, s_i — площади ячеек сети опробования, $S = \sum_{i=1}^N s_i$.

Дисперсия этой оценки имеет вид

$$D(\check{M}) = \sum_{i=1}^N \frac{s_i^2}{S^2} D(x_i, y_i). \quad (3)$$

При постоянстве дисперсии отклонений, $D(x, y) = \sigma^2$ получим, соответственно

$$D(\check{M}) = \sigma^2 \sum_{i=1}^N \frac{s_i^2}{S^2}. \quad (4)$$

С помощью этих формул можно определить точность оценивания среднего M в виде доверительных пределов, в которых с гарантированной близкой к 1 вероятностью q находится истинное значение M .

Используя асимптотическую нормальность распределения, эти пределы можно записать в виде:

$$M - t_{1+q} \sqrt{D(\check{M})}, \quad M + t_{1+q} \sqrt{D(\check{M})}. \quad (5)$$

Величина $A_q = t_{1+q} \sqrt{D(\check{M})}$ характеризует абсолютную, а $a_q = \frac{A_q}{\check{M}} \cdot 100\%$ относительную (в процентах) точность оценивания.

Из формул (3-5) следует важный вывод о том, что точность оценки среднего определяется не дисперсией D признака по всему объекту, а дисперсиями его $D(x, y)$ по ячейкам сети опробования. Поэтому при расчете количества проб необходимо иметь лишь оценку средней дисперсии по площади, представляющей собой типичную ячейку сети опробования, или несколько таких оценок, если объект складывается из существен-

но различных типов пород, но не оценку дисперсии распределения показателя по всему объекту, подлежащему опробованию. Ясно, что это требование, особенно в условиях слабой обнаженности, является гораздо менее обременительным.

Другое важное следствие состоит в том, что за исключением тех случаев, когда наблюдения являются независимыми и однородными ($f(x, y) = \text{const}$), истинная точность оценки среднего выше, чем определяемая в таких случаях оценка дисперсии D . Ввиду этого необходимое количество проб для достижения заданной точности, рассчитанное на основе формул табл. 1, будет завышенным.

Рассмотрим задачу о нахождении оптимального соотношения сторон ячеек сети (шага по профилю и расстояния между профилями). Пусть $D(T_i)$ — дисперсия колебаний признака по ячейке T_i сети опробования. Очевидно, $D(T_i)$ является функцией параметров, определяющих форму, размер и направление сторон T_i . При фиксированном направлении профилей φ зависимость дисперсии $D(T_i)$ от ширины u и длины v ячейки сети опробования можно аппроксимировать линейной функцией.

$$D(T_i) = \alpha u + \beta v + \gamma \quad (6)$$

При фиксированной площади ячеек оптимальное соотношение между u и v определяется из условия минимума $D(T_i)$. Нетрудно убедиться в том, что это соотношение определяется условием:

$$\frac{u}{v} = \frac{\alpha}{\beta} \quad (7)$$

Таким образом, отношение сторон оптимальной ячейки с заданными направлениями сторон обратно отношению проекций градиента функции $D(T_i)$ на эти направления.

Упомянутое соотношение позволяет существенно сократить количество вариантов при варьировании φ так как при каждом направлении достаточно рассматривать лишь те ячейки, стороны которых удовлетворяют (7). Выбором $\varphi = \varphi^*$, при котором $D(T_i)$ с соблюдением (7) минимальна, полностью определяется сеть опробования. Заметим, что если направление максимальной изменчивости известно, достаточно рассматривать ячейки, ориентированные одной из сторон по этому направлению, так, что в этом случае задача сводится лишь к оценке функции (6) и определению (7).

При определении рациональных способов отбора проб и их последующих измерений можно воспользоваться влиянием сле-

дующих факторов: 1) увеличение веса пробы (при штучном опробовании), 2) применение метода сборных проб, увеличение числа навесок в сборной пробе или их веса; 3) применение кратных измерений каждой пробы либо измерений каждой навески сборной пробы.

Как показало экспериментальное изучение влияния веса штучных проб при опробовании гранитоидов /85, 93/, увеличение веса пробы сверх 30-50 г практически не оказывает влияния на повышение эффективности опробования, так что рациональный вес единичной пробы или одной навески сборной пробы определяется техническими требованиями метода измерений и составляет порядка 50 г.

Наибольший эффект от применения метода сборных проб достигается при отборе частных проб в пункте опробования на расстояниях друг от друга, обеспечивающих независимость отклонений значений признаков от среднего по ячейке сети опробования. Так, для геохимических признаков в интрузивных образованиях, например, такая независимость обеспечивается при расстояниях между частными пробами порядка 5 и более метров. В этом случае дисперсия вариаций значений, получаемых в результате измерений признаков в сборных пробах (в пределах площади влияния пункта опробования) составит

$$D_k = \frac{D_u}{k} + D_o, \quad (8)$$

где D_u - дисперсия природного распределения (по единичным пробам); D_o - дисперсия ошибок измерений, k - число навесок в сборной пробе. Таким образом, при значительной величине природной дисперсии D_u по сравнению с D_o можно добиться существенного повышения эффективности опробования за счет уменьшения влияния вариации значений признака в исследуемом объекте. В то же время формула (8) показывает, что дисперсия D_k не может быть сделана меньше D_o , каким бы значительным ни было число частных проб. Если $D_o > D_u$ (дисперсия ошибок измерений превосходит природную дисперсию), больший эффект даст подавление погрешностей за счет применения метода кратных измерений. Если S - кратность измерений сборной пробы, состоящей из k частных проб, то дисперсия составит

$$D_{k,s} = \frac{D_u}{k} + \frac{D_{osh}}{s}. \quad (9)$$

Экспериментальные исследования показали, что рациональное

число навесок в сборной пробе 5–10. Кратность измерений зависит от используемого метода анализа и соотношения между D_u и $D_{\text{ош}}$. Для концентраций химических элементов, измеряемых методом приближенно-количественного спектрального анализа, S в пределах от 2–3 до 5; для большинства же физических свойств, погрешности измерений которых незначительны, применение метода кратных измерений нецелесообразно.

Размещение проб

Размещение проб при опробовании эффузивных пород рассматривается на примере конкретного расчета при изучении распределений концентраций химических элементов (по результатам приближенно-количественного спектрального анализа) в липаритовых и базальтовых потоках.

Липаритовый полигон был выбран на одном из потоков вулкана Артени, расположенного юго-западнее г. Арагац. Полигон характеризует верхнюю липаритовую пачку верхнего плиоцена. Отобранные породы представлены слабопузыристыми, явно флюидальными разностями липаритов с микролитовой структурой основной массы. Микролиты образованы мелкими (сотые доли мм) лейстами кислого плагиоклаза. Следует отметить, что эти в целом однородные по составу породы достаточно сильно ожелезнены. Общая мощность потока до 7,5 м.

"Базальтовый" полигон расположен в пределах четвертичного лавового поля Айюцзора на междуречье Арпа – Элегис. Отобранные породы представлены сильно и очень неравномерно пузыристыми андезито-базальтами мелкозернистой, равномернозернистой пилотакситовой структуры. Они сложены мелкими (до 0,1 мм) лейстами среднего плагиоклаза и такими же призматическими кристаллами клинопироксена. Породы свежие, афировые, несколько неоднородные по составу, что выражается в перемежаемости участков лейкократовых и более меланократовых (базальтовых) по составу пород. В них иногда появляются единичные, мелкие (до 0,05 мм) разрозненные изометричные зерна оливина.

Полигоны представляют собой участки размером 250х250 м, опробованные сборными пробами (5–6 сколов около 50 г каждый, на расстояниях друг от друга 1–3 м) по квадратной сети. Внутри каждого полигона расположены и квадратные площадки,

также опробованные по квадратной сети. Площадки и сети опробования выбирались так, чтобы на тех из них, границы которых совместимы параллельным переносом, приходилось не менее 35-40 проб. Для характеристики потоков разного состава использовались по три химических элемента: молибден, титан и марганец для липаритов; никель, титан и марганец для базальтов. Выбор элементов определялся следующими соображениями. С одной стороны, среди них должны быть общие для обоих типов пород элементы, чтобы можно было проследить специфику их поведения, обусловленную особенностями химизма и условий формирования объектов. С другой стороны, привлекаемые признаки должны обнаруживать значительную вариацию значений - характеризоваться относительно большими дисперсиями с тем, чтобы выбор способа опробования осуществлялся для заведомо худших условий. Первый элемент для обеих групп пород обладает максимальной вариацией содержаний (Мо в липаритах, Ni в базальтах); два последних являются общими для обоих типов пород.

По измеренным значениям концентраций были вычислены оценки дисперсий $D(T_i)$ для участков различной формы и размера.

3377 С каждым полигоном связана декартова система координат xOy , оси которой совпадают с границами полигона. По методу наименьших квадратов на ЭВМ "Промінь" были вычислены оценки $\check{\alpha}, \check{\beta}, \check{\gamma}$ коэффициентов функции вида $D(x,y) = \alpha x + \beta y + \gamma$, описывающей поведение дисперсии признака на прямоугольных участках объекта различных размеров в зависимости от длин их сторон x и y . Одновременно определены: средние квадратические отклонения $\sigma(\check{\alpha}), \sigma(\check{\beta})$ оценок $\check{\alpha}$ и $\check{\beta}$; допустимые границы $t_{1+q/2} \sigma(\check{\alpha}), t_{1+q/2} \sigma(\check{\beta})$ для $\check{\alpha}$ и $\check{\beta}$ при гипотезе $\alpha = \beta = 0$ уровня значимости 0,05; средние квадратические отклонения $\sigma(\check{\alpha} - \check{\beta})$ статистик $\check{\alpha} - \check{\beta}$; допустимые границы $t_{1+q/2} \sigma(\check{\alpha} - \check{\beta})$ для $(\check{\alpha} - \check{\beta})$ при гипотезе того же уровня значимости.

Результаты вычислений приведены в табл. 4. Из них следует, что по Мо (липартиты) наблюдается значимое отличие коэффициентов α и β друг от друга. Этот факт указывает на явно анизотропный характер его распределения. Слабую анизотропию проявляет и распределение Ti в липаритах. Распределение же Mn в липаритах, Ni, Ti и Mn в базаль-

Таблица 4

Оценки коэффициентов функции $D(x, y) = \alpha x + \beta y + \gamma$
и средние квадратичес-
кие отклонения этих оценок

Оценки	Липариты			Базальты		
	Mo ($10^{-5}\%$)	Ti ($10^{-2}\%$)	Mn ($10^{-3}\%$)	Ni ($10^{-4}\%$)	Ti ($10^{-2}\%$)	Mn ($10^{-3}\%$)
$\check{\alpha}$	$0,189 \cdot 10^{-4}$	$0,609 \cdot 10^{-4}$	$2,17 \cdot 10^{-2}$	$3,78 \cdot 10^{-4}$	$2,02 \cdot 10^{-3}$	$5,62 \cdot 10^{-2}$
$\check{\beta}$	$3,43 \cdot 10^{-4}$	$1,04 \cdot 10^{-4}$	$1,88 \cdot 10^{-2}$	$0,357 \cdot 10^{-4}$	$0,277 \cdot 10^{-3}$	$3,51 \cdot 10^{-2}$
$\check{\gamma}$	0,098	0,035	7,07	1,45	8,53	11,01
$\sigma(\check{\alpha}) = \sigma(\check{\beta})$	$1,11 \cdot 10^{-4}$	$3,33 \cdot 10^{-5}$	$0,87 \cdot 10^{-2}$	$2,82 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-3}$	$2,13 \cdot 10^{-2}$
$t_{1+g} \sigma(\check{\alpha})$	$2,18 \cdot 10^{-4}$	$6,52 \cdot 10^{-5}$	$1,705 \cdot 10^{-2}$	$5,52 \cdot 10^{-3}$	$16,65 \cdot 10^{-3}$	$0,17 \cdot 10^{-2}$
$\sigma(\check{\alpha} - \check{\beta})$	$1,93 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-5}$	$1,51 \cdot 10^{-2}$	$4,91 \cdot 10^{-3}$	$14,8 \cdot 10^{-3}$	$3,72 \cdot 10^{-2}$
$t_{1+g} \sigma(\check{\alpha} - \check{\beta})$	$3,78 \cdot 10^{-4}$	$11,4 \cdot 10^{-5}$	$2,96 \cdot 10^{-2}$	$9,6 \cdot 10^{-3}$	$29 \cdot 10^{-3}$	$7,28 \cdot 10^{-2}$
$\check{\alpha} - \check{\beta}$	$3,62 \cdot 10^{-4}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$	$0,29 \cdot 10^{-2}$	$4,14 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$2,89 \cdot 10^{-2}$

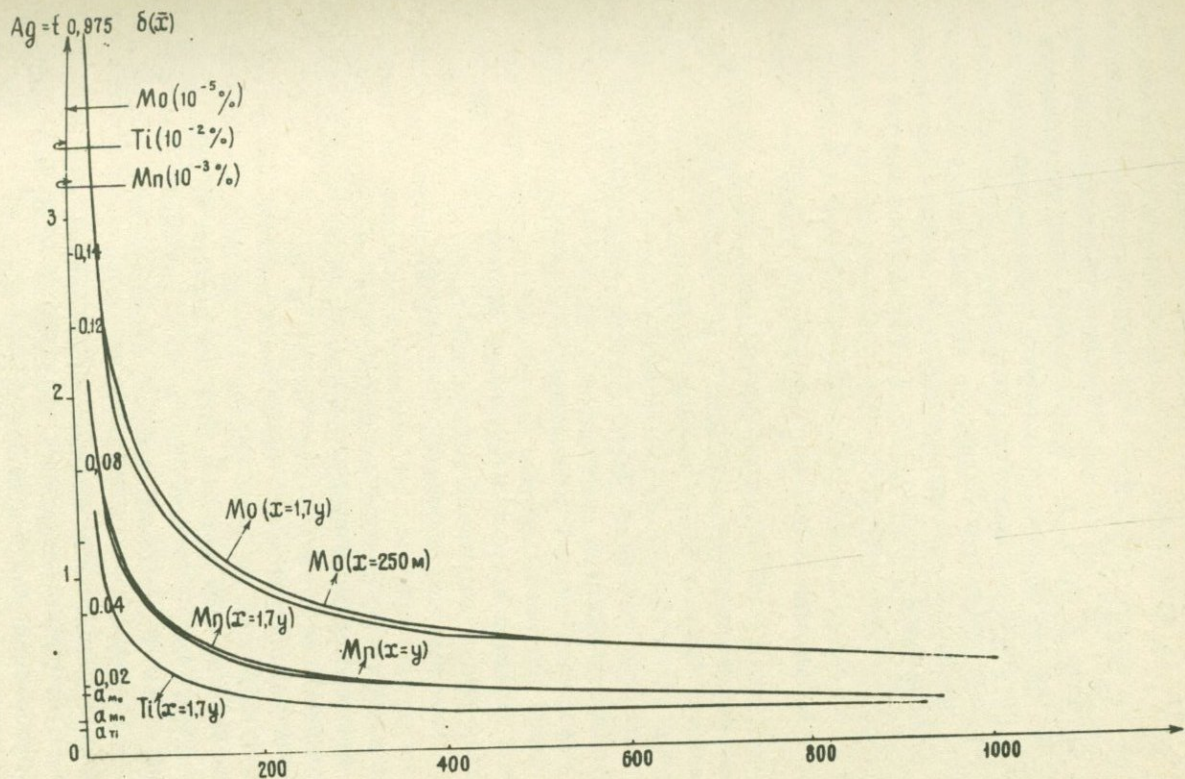


Рис. 1. Кривые расчета количества проб, обеспечивающего заданную точность оценки среднего при опробовании липаритового потока.

тах, как следует из сравнения $|\check{\alpha} - \check{\beta}|$ и $t_{1+q} \sigma(\check{\alpha} - \check{\beta})$

можно считать практически изотропным. В четырех случаях (Mo, Ti, Mn в липаритах и Mn в базальтах) гипотеза $D(x, y) = \text{const}$ отвергается с вероятностью ошибки, меньшей 0,05: $|\check{\alpha}| \geq t_{1+q} \sigma(\check{\alpha})$. Принятие этой гипотезы в двух других случаях (Ni и Ti в базальтах) надо расценивать как следствие достаточно однородного распределения этих элементов в пределах исследуемого объекта.

С помощью найденных оценок, в соответствии с формулой (7), были вычислены оценки соотношений между сторонами ячейки оптимальной сети по Ti и Mn для липаритов и Mn для базальтов. Для Ti это соотношение имеет вид $x = \frac{\beta}{\alpha} y \approx 1,7y$; для Mn (липариты) - $x = \frac{\beta}{\alpha} y' \approx y$; для Mn (базальты) - $x = \frac{\beta}{\alpha} y' = 1,5y$. Ввиду того, что

оценка $\check{\alpha}$ для Mo (липариты) незначимо отклоняется от нуля, сторона ячейки, параллельная Ox выбрана максимально возможной (равной длине границы полигона): $x = 250 \text{ м}$. Для Ni и Ti (базальты) ввиду незначимого отклонения оценок $\check{\alpha}$ и $\check{\beta}$ от нуля форма ячейки практически не влияет на точность решения поставленных задач.

При указанных выше соотношениях между сторонами ячеек сети были построены кривые для расчета количества проб на единицу площади $S_0 = 1 \text{ км}^2$ (рис. 1). По оси абсцисс на графиках рис. 1 отложены количества проб n ; по оси ординат - максимально допускаемое с вероятностью $q = 0,95$ отклонение оценки среднего от истинного значения. На рисунке также изображены расчетные кривые для липаритов, построенные при соотношении между сторонами ячеек, равном среднему по найденным отдельно для Mo, Ti и Mn : $x = 1,7$. Этот график используется для вычисления количества пунктов опробования сети при решении задачи 1 типа по трем элементам одновременно. Для решения этой же задачи на базальтах, ввиду $D(x, y) \approx \text{const}$ по Ni и Ti целесообразно взять соотношение между сторонами ячейки, являющееся оптимальным для Mn : $x = 1,5 y$.

С помощью приведенных кривых, рассчитанных для единичной площади, нетрудно определить количество проб, необходимое для опробования участка любой другой площади $S \text{ км}^2$. Для этого достаточно по заданному максимальному отклонению A_q^1 оценки среднего от истинного его значения по соответ-

ствующему графику определить n при $A_q = A'_q \sqrt{S}$ и умножить его на S . При $D(x, y) = \text{const}$, как это имело место для N_i и T_i в базальтах, эта процедура упрощается: количество проб, рассчитанное для площади 1 км^2 , следует увеличить в S раз. Отметим следующую важную особенность полученных графиков: степень уменьшения A_q быстро падает с ростом S . Благодаря этому можно указать границу точности, которая реально не может быть превзойдена на данном объекте при используемом способе отбора проб и измерений. Примерное положение этой границы (a) указано на рис. 1. Приведенные графики показывают, что верхние границы количества наблюдений, обладающие тем свойством, что увеличение объемов опробования сверх них до практически возможных пределов не дает ощутимого уточнения оценки среднего, составляют: для липаритов $N_{Ti} = N_{Mn} = 100-150$ проб; $N_{Mo} = 150-200$ проб на 1 км^2 , для базальтов — $50-70$ проб на 1 км^2 . Ход зависимостей показывает, что объем выборок должен быть, по крайней мере, не менее 20 проб. Нетрудно видеть также, что изменение соотношения между шагом по профилю и расстоянием между профилями на этих объектах незначительно влияют на точность решения задачи. Об этом свидетельствует сопоставление пар соответствующих расчетных кривых.

2. Методика аналитических исследований

Анализ состава пород

Достоверность решения геологических задач методами прикладной геохимии во многом определяется полнотой исходных данных, чувствительностью и точностью применяемых аналитических средств. Как было показано выше, наблюдаемое природное распределение признаков включает в качестве одной из составляющих распределение ошибок анализа. При использовании достаточно грубых методов анализа, его ошибки могут в значительной мере затушевать закономерности регионального и локального распределения химических элементов и физических свойств в исследуемом объекте, т. е. фактически свести задачу об изучении особенностей распределения этих признаков в геологическом объекте к исследованию ошибок анализа. Обычно значение коэффициента вариации регионального распределения химических элементов в магматичес-

ких породах средней и повышенной изменчивости не превышает 50–70%. В то же время коэффициенты вариации ошибок весьма распространенного полуколичественного спектрального анализа составляют 100% и более, что практически делает мало- достоверной количественную оценку природных распределений химических элементов в геологических объектах.

При геохимических исследованиях в настоящее время в основном применяются спектроскопические и физико-химические методы. Последние принято относить к так называемым количественным методам анализа, тогда как большинство спектральных – к полуколичественным. Строго говоря, понятия "количественный", "полуколичественный", "приближенно-количественный" анализ в значительной мере условны и отражают абсолютную точность и правильность определений. В то же время при исследованиях не меньшее значение имеют чувствительность анализа и его относительная точность.

По чувствительности методы спектрального анализа (особенно при использовании дифракционных спектрографов большой светосилы) не уступают и даже превосходят по ряду элементов физико-химические, значительно выигрывая в экспрессности и экономической эффективности.

Внедрение в спектральный анализ ослабителей, микрофотометров, выбор оптимальных режимов и методов сжигания проб, разработка новых приемов расшифровки данных и эталонирования позволили повысить его относительную, а в ряде случаев и абсолютную точность до уровня, вполне приемлемого для обоснованного количественного решения петрогеохимических задач.

Особого внимания заслуживают спектральные методы приближенно-количественного анализа в связи с их простотой, экспрессностью и высокой воспроизводимостью (относительной точностью) результатов.

Одним из таких методов является приближенно-количественный спектральный анализ порошковых проб методом просыпки с принудительной подачей порошка в дуговой промежуток и автоматической корректировкой экспозиции его сжигания, применявшейся при массовом анализе состава горных пород в настоящей работе.

Метод основан на использовании модернизированного устройства В. Г. Теплякова для полуавтоматического сжигания порошковых проб методом просыпки в пламени угольной дуги

переменного тока. Попеременное фотографирование спектра исследуемой пробы и внутреннего стандарта на двух параллельных дорожках одной и той же спектральной пластинки обеспечивает автоматический учет ряда трудноконтролируемых помех (изменение силы тока в дуговом промежутке в процессе сжигания пробы, изменение параметров прибора при изменении температуры и пр.). Воспроизводимость определений для большинства элементов составляет при этом 10-13% (вместо 20-70% при обычных методах приближенно-количественного спектрального анализа), что вполне соизмеримо с воспроизводимостью количественных физико-химических методов анализа (3-30%).

Расшифровка спектрограмм производилась микрофотометром МФ-2. Эталонировочные кривые строились с использованием стандартов ИГЭМ АН СССР: 1003 - "Рыжик" (гранодиорит); 1001 - МИВ-1 (миаскит); 1002 - ПИМ-1 (перидотит); 1004 - ДНМ-1 (диабаз) и стандартов геологической службы США: G -2 (гранит); GSP - 1 (гранодиорит); AGV -1 (андезит); PCC-1 (перидотит); W -1 (диабаз); DTS -1 (дунит); BCR -1 (базальт), любезно предоставленных проф. М. Флейшером. Для снижения влияния различий в валовом химическом составе рядовых проб и эталонных (главным образом, по щелочным компонентам) в пробу вводилась буферная смесь из угольного порошка и около 8% ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)

Относительные ошибки определений химических элементов, рассчитанные по формуле
$$E = \frac{C_{\text{опр.}} - C_{\text{ст.}}}{C_{\text{ст.}}} \cdot 100\%, \quad \text{где}$$

$C_{\text{опр.}}$ - содержание химического элемента, установленное по "усредненному" эталонировочному графику, $C_{\text{ст.}}$ - содержание элемента в стандартной пробе, приведены в табл. 5.

Определение щелочных химических элементов - калия, натрия, лития, рубидия, проводилось методом фотометрии пламени.

Изучение физических свойств горных пород

Представление об измеряемых физических параметрах, точности их определения в исследуемых породах дает табл. 6.

Измерения проводились по единому циклу: после дробления на валковых дробильных агрегатах, "геохимическая" проба весом 100-150 г с крупностью зерна 0,5-0,25 мм поступала на определение удельного веса и намагниченности насыщения.

Таблица 5

Относительные ошибки определения химических элементов по результатам спектрального анализа

Наименование стандарта	Ti	Cr	Sn	Pb	Cu	Mn	Ga	Co	Ni	V	Nb
G -2 (США)	-20	-40	-	-20	-	-40	-25	-	-	0	-
GSP -1 (США)	-20	-35	-40	-50	-	-37	-33	-	-	0	-33
1005 "Рыжик" (СССР)	+33	0	-21	+66	0	+66	0	0	0	-10	+54

Mo	Zr	Ag	Y	La	Zn	Sr	Ba	Be	Ce
-	-22	-	-	-20	-	-	-25	-	-
-	-33	-	0	+30	-	-	0	-	-35
-11	-100	0	-26	+60	-1	-16	+70	+13	-

Остальные параметры определялись в штучном образце. Для этого из образца алмазными пилами выпиливались пластины и два кубика. Пластины шлифовались и в них определялись теплофизические характеристики и пористость. В кубиках определялись плотность, упругие, магнитные параметры и пористость. Для повышения достоверности определений производилось дублирование измерений.

Теплофизические свойства исследуемых вулканических пород измерялись в нестационарном режиме методом двух температурно-временных точек /19/. Сущность метода заключается в аналитическом решении задачи нагревания двух стержней (полуограниченного и ограниченного, практически представляющих собой эталонный и исследуемый образец) при заданных граничных условиях и состоит в измерении двух моментов времени τ_1 и τ_2 при постоянной температуре нагревателя t_n .

Коэффициент температуропроводности образца рассчитывался по формуле $\alpha_A = \frac{R^2}{4\tau^2}$, а теплопроводности - $\lambda_A = \left(\frac{\lambda}{\sqrt{\alpha}}\right)_B \frac{1+\alpha}{1-\alpha} \sqrt{a} = b\epsilon\sqrt{a}$, где R - толщина пластины образца, τ и α - взаимосвязанные величины, обуслов-

Таблица 6

Точности определения физических параметров

Определяемый фактор	Метод измерения	Точность определения
Магнитная восприимчивость	аstaticкий магнитометр М-21	5%
Естественная остаточная намагниченность	" - "	5%
Намагниченность насыщения	баллистическая установка "НТИМ"	5%
Остаточная намагниченность насыщения	установка БУ-3 и аstaticкие магнитометры	3%
Разрушающее поле остаточной намагниченности насыщения	" - "	3%
Точка Кюри	изучение температурного хода намагниченности насыщения, установка "НТИМ"	$\pm 20\%$
Объемный вес	гидростатическое взвешивание на аналитических весах АДВ-200	$\pm 0,01 \text{ г/см}^3$
Удельный вес	пикнометрический	$\pm 0,066 \text{ г/см}^3$
Эффективная пористость	насыщение образцов под вакуумом	1 - 2%
Скорость продольных волн	импульсно-фазовый ультразвуковой метод	для пористых разновидностей ± 18 км/сек ($f = 0,2 \div 0,5 \text{ мГц}$); для массивных $\pm 0,03$ км/сек ($f = 1 \div 2 \text{ мГц}$)
Скорость поперечных волн	импульсно-фазовый ультразвуковой метод	для массивных разновидностей $\pm 0,04$ км/сек ($f = 1 \text{ мГц}$); для пористых $\pm 0,20$ км/сек ($f = 1 \text{ мГц}$)
Теплопроводность	метод двух температурно-временных точек	$\pm 0,15 \frac{\text{кал}}{\text{см сек град}}$
Температуропроводность	" - "	$\pm 0,29 \frac{\text{см}^2}{\text{сек}}$

ленные значениями $\frac{t_0}{t_H} = k_{1,2}$. Они определяются из заранее рассчитанных табличных значений зависимости $\frac{Z_1}{Z_2}$ или $\xi = \frac{1+\alpha}{1-\alpha}$ для определенных $k_{1,2}$; $b = \left(\frac{\lambda}{\sqrt{a}}\right)_B$ — постоянная, характеризующая тепловые свойства эталонной среды В (в нашем случае — бетон). Объемная теплоемкость по формуле $C = \frac{\lambda}{a}$, а удельная теплоемкость $C_{уд} = \frac{C}{\rho}$, где ρ — объемный вес образца.

Скорости распределения продольных и поперечных волн измерялись импульсно-фазовым ультразвуковым методом, с помощью установки повышенной точности. Сущность метода заключается в сравнении времени ультразвуковой волны в исследуемой среде по отношению к времени прохождения ею эталонной среды с известной скоростью ультразвука $V_{эт}$. Процесс измерения сводился к установлению момента равенства нулю разности времени распространения (Δt) и фазовых сдвигов ($\Delta \varphi$) волн, проходящих исследуемую и эталонную среду: $\Delta t = \frac{l_{эт}}{V_{эт}} - \frac{l}{V}$, $\Delta \varphi = 2\pi f \left(\frac{l_{эт}}{V_{эт}} - \frac{l}{V} \right)$, где $l_{эт}$ и l — толщина эталонного и исследуемого образца, $V_{эт}$ и V — соответствующие скорости прохождения волн с частотой f . Этот момент устанавливается измерением расстояния $l_{эт}$ между приемником и излучателем в эталонной среде с помощью специального устройства, в котором перемещение датчика фиксируется с высокой точностью с помощью индикатора часового типа. Частота измерений выбиралась с учетом структурно-текстурных особенностей исследуемых горных пород. Упругие свойства (в изотропном приближении) определялись из следующих соотношений:

$$\nu = \frac{0,5 - \left(\frac{V_s}{V_p}\right)^2}{1 - \left(\frac{V_s}{V_p}\right)^2}, \quad E = V_p^2 G \frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{1-\nu}, \quad G = V_s^2 G, \quad k = \frac{E \cdot 6}{3(36-E)}.$$

С целью подавления влияния случайных неоднородностей и анизотропии прозвучивание проводилось на двух образцах по трем взаимноперпендикулярным направлениям, т. е. в каждом случае имелось шесть независимых направлений измерений и за окончательный результат принималось среднее значение.

Характеристика магнитных свойств пород включала изучение магнитной восприимчивости χ естественной остаточной намагниченности (I_H), намагниченности насыщения

(I_s), точки Кюри (Θ_k), а также остаточной намагниченности насыщения (I_{rs}) и ее разрушающего поля (H_{cs}). I_H и α определялись с помощью аstaticского магнитометра МА-21; α вулканитов со значениями фактора $Q > 6$ определялась каплетометром ИМВ-2 на образцах с плоскими гранями /91/; I_s измерена баллистическим методом, точки Кюри определены по графикам температурной зависимости I_s /60/. I_{rs} и I_{cs} измерялись по общепринятой методике /77/. Для реставрации первичного облика ферромагнитных минералов в эффузивах выполнен высокотемпературный отжиг ряда образцов и сборных проб для выборок в защитной атмосфере /60/. С этой целью использовались различные термовакуумные и термогазовые установки. Длительность отжига составляла 7-10 часов, охлаждение проводилось в режиме закалки. Защитной средой служили вакуум ($10^{-3} + 10^{-4}$ мм рт. ст.), аргон, гелий. Магнитные исследования сопровождались минераграфическим изучением аншлифов при максимальных увеличениях микроскопа МИН-9 с использованием иммерсионных препаратов и методики магнитной порошкографии /26/.

3. Статистическая обработка данных

Первым этапом исследований при статистическом анализе распределения химических элементов и физических свойств является получение по наблюдениям максимально полной характеристики распределений признака в исследуемом объекте. Он включает решение таких задач, как описание (выяснение) вида функции распределения признаков и получение оценок параметров исследуемых распределений.

Второй этап включает выявление и количественную оценку связей между признаками в выборке, а также оценку достоверности выводов.

На третьем этапе обычно проводятся различного рода сопоставления геологических образований по параметрам и функциям распределения исследуемых признаков, включая решение задач разделения и классификации (в одномерном и многомерном вариантах).

В проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород Киевского университета разработаны алгоритм (Н. Н. Жуков) и программа для ЭВМ. "Минск-22" ста-

стистического анализа, предусматривающего последовательное решение задач, входящих в первый и второй этапы анализа распределений с выдачей на печать в виде таблиц результатов вычислений, используемых в настоящей работе. Основные особенности статистического анализа исследуемых признаков по указанному алгоритму приводятся ниже.

Оценка функций распределения, их параметров и доверительных границ

Очевидно, что исследуемые природные распределения могут подчиняться различным статистическим законам. Поэтому при массовом статистическом анализе признаков с использованием ЭВМ наиболее целесообразным следует считать приведение исследуемых совокупностей признаков к единой схеме распределения, включающей, как частный случай, наиболее распространенные нормальный и логнормальный законы. Если эту схему задать в виде более или менее широкого семейства преобразований, приводящих исследуемые распределения к нормальному закону, то она может служить основой для хорошо разработанного математико-статистического аппарата нормальных случайных величин, включая теорию корреляционного анализа.

В связи с этим в алгоритме предлагается метод нормализующих преобразований вида $\eta = \ln(a + \lambda x)$, где $\lambda = +1$ или -1 .

Указанному преобразованию соответствует семейство обобщенно-логнормальных или трехпараметрических распределений. Ему не дается какое-либо достаточно строгое генетическое обоснование. В случае однородных совокупностей преобразование охватывает достаточно широкое семейство распределений, зависящее от трех параметров (математическое ожидание $\mu = M \ln(a + \lambda x)$, дисперсия $\sigma^2 = D \ln(a + \lambda x)$ и a) и включает нормальный и логнормальный законы. Плотность распределения при этом представляет собой одновершинную право- или левоасимметричную кривую. Уравнение плотности распределения записывается в следующем виде:

$$p(x) = \begin{cases} \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma(a + \lambda x)} \exp\left[-\frac{1}{2}(\ln(a + \lambda x) - \mu)^2\right] & \text{при } a + \lambda x > 0 \\ 0 & \text{при } a + \lambda x \leq 0 \end{cases}$$

Алгоритмом и программой предусматривается вычисление обычных и уточненных (максимально правдоподобных) оценок параметров распределения с их отдельной выдачей на печать ЭВМ "Минск-22". Первые могут служить для последующего исследования принадлежности изучаемых распределений статистическому закону, вторые – для количественного анализа геохимической и петрофизической информации при решении различных геологических задач, а также в корреляционном анализе.

В соответствии с этим расчет оценок статистических параметров распределений производился по следующим формулам.

Математическое ожидание признака ξ_j : обычная оценка $\bar{x}_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_{ij}$, где x_{ij} – наблюдение ξ_j ;

уточненная (по методу максимума правдоподобия) –

$\bar{M}_j = [\exp(\check{\mu}_j + \frac{1}{2}\delta_j^2) - \check{a}_j] \lambda_j$, где $\check{a}_j$ – оценка параметра a для признака ξ_j , получаемая на ЭВМ по методу максимума правдоподобия, $\check{\mu}_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln(\check{a}_j + \lambda_j x_{ij})$, $\delta_j^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\ln(\check{a}_j + \lambda_j x_{ij}) - \check{\mu}_j]^2$, x_{ij} – значение признака ξ_j . Дис-

персия, среднее квадратическое отклонение и вариация признака: обычные – $\bar{D}_j = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_{ij} - \bar{x}_j)^2$, $\bar{\sigma}_j = \sqrt{\bar{D}_j}$, $V_j = \frac{\bar{\sigma}_j}{\bar{x}_j}$;

уточненные – $\check{D}_j = \exp(2\check{\mu}_j + 2\delta_j^2) - \exp(2\check{\mu}_j + \delta_j^2)$,
 $\check{\sigma}_j = \sqrt{\check{D}_j}$, $\check{V}_j = \frac{\check{\sigma}_j}{\check{M}_j}$.

Для характеристики распределений моментами высших порядков вычисляются оценки асимметрии (A) и эксцесса (E):
 обычные – $A_j = \frac{1}{n\bar{\sigma}_j^3} \sum_{i=1}^n (x_{ij} - \bar{x}_j)^3$, $E_j = \frac{1}{n\bar{\sigma}_j^4} \sum_{i=1}^n (x_{ij} - \bar{x}_j)^4 - 3$;

и по преобразованным наблюдениям –
 $A_{jn} = \frac{1}{n\check{\sigma}_j^3} \sum_{i=1}^n [\ln(a_j + \lambda_j x_{ij}) - \check{\mu}_j]^3$, $E_{jn} = \frac{1}{n\check{\sigma}_j^4} \sum_{i=1}^n [\ln(a_j + \lambda_j x_{ij}) - \check{\mu}_j]^4 - 3$.

Оценки используются для проверки гипотезы о виде распределения (оценки качества аппроксимации исследуемых распределений выбранной схемой преобразований). Вид распределения определялся в соответствии с попадением этих статистик в допустимые пределы: для асимметрии – $\pm t_{1+q} \sigma(A_j)$ и для эксцесса – $\pm t_{1+q} \sigma(E_j)$,
 где $\sigma(A_j) = \sqrt{\frac{6}{n} (1 - \frac{12}{2n-7})}$, $\sigma(E_j) = \sqrt{\frac{24}{n} (1 - \frac{225}{2n-7})}$, $t_{1+q} -$

– квантиль нормального распределения с параметрами (0,1), соответствующий вероятности $\frac{1+q}{2}$, которая, в свою очередь, определяется заданной доверительной вероятностью

q (практически значение q выбиралось равным 0,95).

Если обычные оценки асимметрии и эксцесса попадают в допустимые пределы, исследуемые распределения аппроксимируются нормальным законом; точно так же, если оценки этих параметров, полученные по преобразованным наблюдениям (A_{jn} и E_{jn}) попадают в указанные пределы, то исследуемые распределения следует считать соответствующими обобщенно-логнормальному закону.

На основе этого анализа определяются оценки плотностей распределения (выравнивающие кривые для гистограмм). Если $\lambda = +1$ в преобразовании $\eta = \ln(a + \lambda \xi)$, распределение будет правоасимметричным с левой предельной границей, равной $-a_j$, при $\lambda = -1$ - левоасимметричным с правой предельной границей, равной a_j .

С помощью указанного преобразования возможно проводить достаточно строгую оценку очень важного параметра - наивероятнейшего значения (моды) распределения: $\tilde{M}_{0j} = [\exp(\tilde{\mu}_j - \tilde{\sigma}_j^2) - \tilde{a}_j] \lambda_j$ и его доверительных интервалов. Общепринятый метод оценки этого параметра, основанный на определении середины интервала, в который попадает максимальное число наблюдений, обладает существенным недостатком, так как зависит от выбранной величины интервала гистограмм и в связи с этим не дает возможности оценить точность определения.

Алгоритмом предусматривается также вычисление медианы - значения, делящего исследуемое распределение на равные половины, согласно условию:

$$P \{ \xi_j < M_{ej} \} = 0,5 = P \{ \xi_j \geq M_{ej} \}$$

Доверительные пределы этой оценки выделены лишь для нормального закона распределения. Используемое преобразование позволяет получить максимально-правдоподобную оценку этого параметра при отличии распределений от нормального закона: $M_{ej} = (\exp \tilde{\mu}_j - a_j) \lambda_j$.

Одной из существенных сторон статистического анализа является определение доверительных границ вычисленных статистических параметров. Этими границами устанавливается точность их оценки, правомерность сравнения при сопоставлении распределений признаков в различных выборках, в конечном счете - достоверность количественного решения различных геологических задач методами статистического анализа.

В настоящее время не существует обоснованных рекомен-

даций или требований к уровню доверительных вероятностей при геологических исследованиях. Большинство исследователей принимает этот уровень в пределах 0,9–0,99. Нами, принимая во внимание точность используемых методов анализа, были приняты доверительные интервалы $q = 0,95$, позволяющие достаточно надежно изучать особенности распределения химических элементов и физических свойств, не теряя при этом имеющейся информации.

Доверительные интервалы для числовых характеристик распределений определились согласно выражениям:

$$\alpha^{(\pm)} = \alpha \mp t_{1+q, \frac{n}{2}}(\check{\alpha}), \quad \text{где } \check{\alpha} - \text{статистическая оценка};$$

$t_{1+q, \frac{n}{2}} - \frac{1+q}{2} \cdot 100\%$ – i -й квантиль нормального распределения с параметрами $(0,1)$, соответствующий выбранной доверительной вероятности q ; $\sigma(\check{\alpha})$ – стандартное отклонение оценки $\check{\alpha}$.

Стандартные отклонения для исследуемых статистических параметров определялись по формулам:

$$\sigma(\bar{x}_j) = \frac{\sigma_j}{\sqrt{n}}, \quad \sigma(\bar{M}_j) = \sqrt{\frac{\delta_j^2(2+\delta_j^2)}{2n}}(a_j + \lambda_j M_j),$$

$$\sigma(\tilde{\sigma}_j) = \frac{\sigma_j \delta_j}{\sqrt{n}} \sqrt{1 + 2\delta_j^2 \left[1 + \frac{1}{2} \exp(2\mu + \delta_j^2) \sigma^{-2}\right]^2},$$

$$\sigma(\tilde{V}_j) = \frac{V_j \delta_j}{\sqrt{n}} \sqrt{1 + \left(1 + \frac{a_j \lambda_j}{M_j}\right)^2 \left(1 + \frac{\delta_j^2}{2}\right) + \frac{\delta_j^2}{2} \left[2 + \left(V_j^{-1} + \frac{a_j \lambda_j}{\sigma_j}\right)^2\right]^2},$$

$$\sigma(\tilde{\sigma}_j) = \sigma_j \sqrt{\frac{E_j + 2}{4n}}, \quad \sigma(\tilde{V}_j) = V_j \sqrt{\frac{2 + E_j - 4A_j V_j + 4V_j^2}{4n}},$$

$$\sigma(\tilde{M}_{0j}) = \delta_j \sqrt{\frac{2\delta_j^2 + 1}{n}}(a_j + \lambda_j M_{0j}), \quad \sigma(\tilde{M}_{ej}) = \delta_j(a_j + \lambda_j M_{ej}).$$

Для оценки степени соответствия эмпирических распределений выбранной теоретической схеме вычислялась статистика χ^2 .

Анализ статистических связей между признаками

Использование преобразования вида $\eta = \ln(a + \lambda \xi)$ позволяет исследовать весьма разнообразные по форме (в том числе и криволинейные) природные связи между признаками $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_m$ подобно линейным связям типа

$$\xi_{k+1} = \sum_{j=1}^m \alpha_j \xi_j + \alpha_{k+1} + \varphi_{k+1}, \quad \text{где } \varphi_{k+1} - \text{слу-}$$

чайная величина, не зависящая от каждого ξ_j и распределенная нормально с нулевым математическим ожиданием.

Известно, что степень связанности ξ_{k+1} с $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k$ при их нормальном распределении определяется соотношением между дисперсиями $D\varphi_{k+1}$ и $D\xi_{k+1}$ и количественно оценивается множественным или парным (при $K=1$) коэффициентами корреляции. Множественный коэффициент корреляции равен

$$R_{k+1} = \sqrt{\frac{D\xi_{k+1} - D\varphi_{k+1}}{D\xi_{k+1}}}.$$

При равенстве множественного коэффициента корреляции нулю ξ_{k+1} не зависит от $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k$ (в этом случае $\alpha = 0$, $j=1, k$). Дисперсия $D\varphi_{k+1}$ характеризует ошибку косвенного измерения ξ_{k+1} по величинам $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k$ с помощью приведенного выше уравнения. При близости коэффициента множественной корреляции к 1 связь между ξ_{k+1} и $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k$ близка к функциональной.

Параметры парной корреляционной связи $\xi_j = \alpha_{ij}\xi_i + \beta_{ij} + \eta_{ij}$ выражаются через коэффициенты парной корреляции:

$$\alpha_{ji} = \frac{r_{ji} \sqrt{D\xi_j}}{D\xi_i}, \quad \beta_{ji} = M\xi_j - \alpha_{ji} M\xi_i.$$

В соответствии с выбранной схемой аппроксимации распределений, зависимость одного признака от другого может оцениваться в следующих формах связи: линейной, логарифмической, экспоненциальной, степенной. Однако для использовавшихся данных опробований оказалось возможным ограничиться рассмотрением лишь линейных форм связи.

Для оценки силы парной корреляционной связи использовался выборочный коэффициент корреляции, доверительные пределы вычислялись с помощью преобразования Фишера. Сила множественных корреляционных связей оценивалась выборочным множественным коэффициентом корреляции.

НОВЕЙШАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ АРМЕНИИ. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И СТРУКТУРНО- ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ

В продолжение всей истории геологического развития, начиная от раннего палеозоя до антропогена включительно, современная территория Армении была ареной интенсивной вулканической активности. Вулканизм здесь является одним из главных факторов формирования земной коры, и все геологические процессы обусловлены или в какой-то мере связаны с вулканическими извержениями.

Наибольшее значение имеют вулканические процессы, связанные с альпийским циклом тектогенеза. В сложном процессе эволюции альпийских структур и связанных с ним вулканических проявлений намечаются два главных этапа развития: собственно геосинклинальный этап, охвативший время от нижней юры до среднего эоцена, и орогенный этап, продолжавшийся от позднего эоцена до антропогена включительно. В свою очередь орогенный этап характеризуется несколькими самостоятельными стадиями развития: позднеэоцен-среднеолигоценовой, позднеолигоцен-позднемиоценовой, позднемиоцен-среднеплиоценовой и верхнеплиоцен-постплиоценовой. Каждая из отмеченных стадий отличается особым структурным планом развития, типом складчатых и разрывных дислокаций, спецификой и особенностями проявления вулканизма. Новейший вулканизм связан с верхнеплиоцен-постплиоценовым или, иначе говоря, с позднеорогенным этапом альпийского тектогенеза.

Неовулканическая область Армянской ССР представляет собой значительную часть вулканической провинции Армянского нагорья. Это огромная и сложно построенная вулкани-

ческая область протяженностью 300 км, осевая линия которой протягивается с северо-запада на юго-восток по водоразделам Кечутского, Арагацкого, Гегамского и Сюникского вулканических нагорий. Последние приурочены к областям наибольших поднятий древнего фундамента антиклинория М. Кавказа, полого погружающегося к юго-востоку. Согласно схеме тектонического районирования Кавказа (71), неовулканическая область располагается в основном в пределах Центральной складчатой зоны Армении. Исключение составляет северо-западная часть, входящая в Сомхето-Ганджинско-Карабахскую зону. Эта часть неовулканической области фактически является продолжением обширной Ахалкалакской вулканической провинции (Грузинская ССР), представленной на территории Арм. ССР, главным образом, южной частью Кечутского вулканического нагорья.

В тектоническом отношении неовулканическая область Армении гетерогенна, так как позднеорогенная тектоническая активизация и органически связанный с ней вулканизм в целом подчиняются направлениям и линиям древнего плана, а внутри последних контролируются молодыми поперечными структурами.

Анализ фактического материала (6, 20-24, 70, 71, 83) указывает, что вся территория Армении складывается из складчато-глыбовых структур, представляющих тектонические зоны разного режима развития. Эти структуры рассматриваются как ограниченные разломами участки древней герцинской платформы (эпибайкальской квазиплатформы), расчленение которой на крупные мегаблоки и подчиненные им структуры начинается еще в раннем карбоне. В указанное время эпибайкальская платформа была уже разделена Анкаван-Сюникским глубинным разломом на северо-восточную область горстообразного поднятия и на юго-западную область парагеосинклинального прогиба (83). Начиная с раннеальпийского времени, наблюдается обратный процесс развития, т. е. область, расположенная к востоку — северо-востоку от Анкаван-Сюникского разлома, вовлекается в общее погружение, а противоположная от разлома область испытывает общее поднятие. Таким образом, уже в ранних этапах тектонического развития Армении вырисовываются и самостоятельно развиваются две крупные тектонические структуры, разграниченные глубинным разломом.

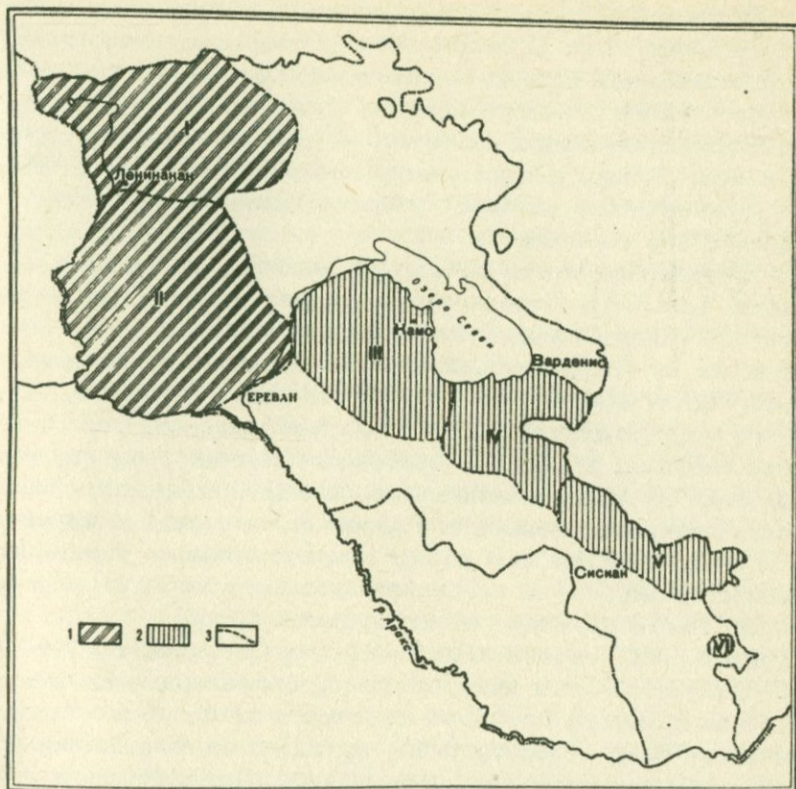


Рис. 2. Схема распространения плиоцен-четвертичных вулканических образований Армянской ССР: 1 - Западная вулканическая зона; 2 - Восточная вулканическая зона; 3 - Границы вулкано-структурных подзон; 1 - Кечутская, II - Арагацкая, III - Гегамская, IV - Варденисская, V - Сюникская, VI - Кафанская.

Особенность структурной эволюции этих двух крупных тектонических структур, согласно А. А. Габриеляну (20), заключается в следующем: северная от разломной зоны структура, названная им Сомхето-Кафанской (Сомхето-Ганджинско-Карабахская, по К. Н. Паффенгольцу), прошла стадию первичного геосинклинального развития и сопряженную с ней в структурно-пространственном плане стадию вторичного геосинклиналь-

ного развития. В связи с этим, эта зона отличается спокойной тектоникой и пологой складчатостью, сопровождающейся местами разрывами. В целом это одна крупная антиклиналь, сформировавшаяся в конце юрского периода, затем в течение мелового и палеогенового времени прошедшая стадию вторичного геосинклинального развития, но сохранившая свои основные черты. Только в приподнятой западной части зоны (Кечутское вулканическое нагорье) развиты плио-плейстоценовые вулканические образования.

В противоположность Сомхето-Кафанской, складчатая зона Армении (по К. Н. Паффенгольцу) характеризуется более интенсивной складчатостью. Она более мобильна, тектоническая активность ее сохранилась до позднеорогенного этапа включительно. Здесь важную роль играли стадии наложенного, остаточного и возрожденного типов геосинклинального развития. Иными словами, важнейшей особенностью этой зоны явилось разделение на многочисленные геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия. Причем более молодые структуры со стратиграфическим перерывом под большим углом пересекали древние. Новые геосинклинальные прогибы формировались на месте прежних геоантиклиналей (20-23).

Характерной особенностью тектонической эволюции Армянской складчатой зоны является последовательное расчленение ее древнего кристаллического субстрата на более мелкие тектонические зоны (блоки, глыбы, плиты) с самостоятельными вертикальными движениями переменного знака. В развитии складчато-глыбовых структур большую роль играли поперечные разломы, роль которых становится особенно очевидной, начиная с мзотиса, т. е. со времени, когда территория Армении окончательно вступает в континентальную фазу развития. Именно с этого времени дальнейшее проявление эпейрогенных дифференцированных движений и сопутствующих им вулканических извержений приводит к формированию современного рельефа Армении.

Позднеорогенный вулканизм Армении пространственно приурочен к отдельным, относительно изолированным, консолидированным структурам-блокам: Кечутской, Арагацкой, Гегамской, Варденисской, Сюникской и Кафанской. Самостоятельные вертикальные перемещения этих блоков на разных этапах альпийского орогенеза обусловили различный как по формационному составу, так и по мощностям режим осадконакопления в каждом из них.

На сегодня мы не располагаем фактическим материалом, позволяющим с большой полнотой восстановить особенности развития каждой из блоковых структур. Однако в последние годы, в результате обстоятельных исследований геологического строения многих регионов республики, составлены схемы и карты палеотектонической реконструкции, дающие представление об отдельных этапах структурного развития Армении, проявленных в соответствующих формациях и фациях горных пород (6, 20, 22, 71, 83).

Анализ имеющегося материала выявил существенные различия в геотектоническом развитии блоковых структур, границами которых контролируется проявление неовулканических процессов.

Ниже мы кратко рассмотрим особенности геотектонического развития неовулканической области Армении.

С начала палеозойской эры и до триаса включительно вся Армянская вулканическая область, сложенная кварц-слюдистыми метаморфическими породами докембрия — нижнего палеозоя, представляла собой область размыва. В настоящее время выступы древнего фундамента в виде небольших останцев обнажаются в районе сел. Арзакан, к юго-востоку от города Еревана и на юго-востоке Арм. ССР — в Мегринском районе.

Начиная с юрского времени и до неокома включительно происходит общее погружение значительной части территории Армении, за исключением современной области Арагацкого вулканического массива, южной части Ереванского прогиба и юго-западной части Гегамской области. К началу верхнего мела испытывает погружение вся территория. Только отдельные участки геосинклинальных поднятий продолжают оставаться областями размыва. На месте современных вулканических нагорий образуются надводные (Арагацкая область, Гегамское нагорье) и подводные структуры (Сюникское поднятие) антиклинальных поднятий. В районе Кечутского и Варденисского районов образуются синклинальные прогибы, ориентированные в близширотном направлении. В условиях морского режима идет накопление карбонатно-терригенных и вулканогенно-осадочных фаций.

Уже в начале альпийского орогена на месте современного Кечутского нагорья формируется меридиональный разлом, который в дальнейшем неоднократно активизируется. В позднемеловое время вкрест простирацию геосинклинальных бассейнов

нов в силу дифференцированного характера прогибания последних образуется ряд поперечных разломов, дальнейшее развитие которых ограничивает Гегамскую структуру от Арагацкой на западе и Варденисской на востоке, а последнюю от Сюникской. Таким образом, данную стадию альпийского орогена можно считать началом формирования структур, на основе которых в позднеорогенное время окончательно формируются молодые вулканоструктурные комплексы.

С начала палеогенового времени область Арагацкого поднятия снова расширяется до современных границ, поднимается и Сюникский блок, но наиболее интенсивно воздымаются Кечутская и Гегамская структуры. Эти поднятия разделяют межгорные остаточные прогибы, где отлагаются осадки в терригенно-флишевой и терригенно-карбонатной фациях.

В ранне-среднеэоценовое время наблюдается обратная картина, т. е. наиболее сильно прогибаются Кечутский и Гегамский блоки, слабее Арагацкая и Сюникская структуры. На склонах Арагацкого поднятия закладываются наложенные прогибы, в которых накапливается вулканогенно-осадочный и терригенный материал.

В позднеэоценовое время границы Арагацкого поднятия вновь расширяются. Поднятия имеют место и в южной половине центральной части Гегамской области. Зонами погружения остаются Айоцзор-Варденисская и Кечутская области.

В ранне-среднеолигоценовое время интенсивно погружаются Гегамская и Айоцзорская области, а границы Арагацкого поднятия продолжают расширяться. Здесь морской режим сохраняется лишь в Приараксинском, Ереванском и Ленинанском прогибах, окружающих Арагацкое поднятие.

Верхнеолигоцен-раннемиоценовая трансгрессия охватывает всю Арагацкую область, Ленинанский прогиб соединяется с Приараксинским, а последний через Приереванский бассейн — с Севанским прогибом. Образуется крупный морской бассейн, в котором отлагаются обломочные породы (песчаники, глины, реже мергели с прослоями известняков), гипсоносно-соленосные отложения и вулканогенно-обломочный материал. Осадконакопление происходит главным образом за счет размыва простирающегося к северу и северо-востоку Малокавказского антиклинального поднятия, к которому причленяются Айоцзор-Варденисский и Сюникский блоки. С начала мзотиса начинается этап новых тектонических движений, обусловивших дисло-

кацию верхнеолигоцен-миоценовых морских отложений, континентальный режим развития и интенсивный эффузивный вулканизм.

Таким образом, допозднеорогенное (верхнеплиоцен-плейстоценовое) тектоническое развитие Армянской вулканической области представляет собой сложный процесс расчленения древнего геологического субстрата на целый ряд относительно изолированных блоковых структур с переменным знаком дифференциальных движений.

Наличие единого верхнеплиоцен-плейстоценового подэтапа альпийского тектогенеза впервые с достаточной убедительностью доказано А. А. Габриеляном (20). Согласно его данным, верхнеплиоценовые образования фациально, тектонически и пространственно настолько тесно переплетаются с плейстоценовыми, что очень часто граница между ними проводится совершенно условно.

В начале плиоцена в результате акчагыльской трансгрессии в тектонических впадинах образуется ряд озерных водоемов. Поднятие, начавшееся в верхнем апшероне, обусловило регрессию моря и создание современного горного рельефа (20). Как и в прежние подэтапы альпийского орогена, воздымание Центральной вулканической области Армении имеет дифференциальный характер, что способствует тектонической активизации древних и образованию новых разломов на Арагацком массиве, в пределах Гегамской и Сюникской структур, на Кечутском поперечном поднятии. Направление и протяженность большинства разломов хорошо фиксируется по линейным рядам вулканических центров или на основании геофизических данных.

Закономерности вулканических проявлений в плио-плейстоцене во многом обусловлены особенностями строения глубинных слоев земной коры. По данным геофизики, вся территория республики с прилежащими к ней районами делится на три регионально выдержанные гравитационные зоны: северо-восточного максимума, центрального минимума и юго-западного максимума силы тяжести, которые в первом приближении соответствуют выделенным К. Н. Паффенгольцем (70, 71) Сомхето-Ганджинско-Карабахской, Армянской, Нахичеванской тектоническим зонам.

Плио-плейстоценовые вулканические проявления, в целом, приурочены к зоне центрального минимума силы тяжести. К

отдельным гравитационным минимумам второго порядка, в его пределах, пространственно тяготеют Арагацкая, Гегамская, Сюникская и другие вулканоструктурные подзоны новейшего вулканизма.

Эта связь объясняется тем, что вулканизм плио-плейстоцена был обусловлен интенсивным поднятием складчатой зоны Армении, вследствие которого происходило увеличение мощности земной коры, то есть создавался дефект масс в верхних слоях Земли, в связи с чем возник глубокий минимум силы тяжести (106). Локальные гравитационные минимумы отображают дифференцированный характер блоковых поднятий фундамента, наиболее подвижные участки земной коры и обусловлены глубинными процессами разуплотнения вещества в таких зонах (68).

Анализ закономерностей пространственного размещения вулканических ассоциаций позволяет говорить об их связи с двумя структурами: с Транскавказской зоной поперечного поднятия и с областью Анкаван-Сюникского глубинного разлома, соответственно названными нами Западной и Восточной зонами вулканизма (101).

Западная вулканическая зона представляет собой отрезок региональной структуры Транскавказского меридионального поднятия, простирающегося между Аравийской и Русской платформами (20, 63, 94), вдоль оси которого расположены наиболее крупные вулканические центры Большого и Малого Кавказа, Армении, Анатолийско-Иранского межгорного прогиба: Эльбрус, Казбек, Кабарджин, Абул-Самсар, Арагац, Араилер, Большой и Малый Арарат.

Тектоническая природа Транскавказского поперечного поднятия сложна. Она не образует единую структуру типа антиклинальной складки и состоит из разноориентированных блоковых поднятий древнего фундамента, разделенных широкими зонами относительных прогибов. Пространственная приуроченность новейшего вулканизма к участкам наибольших поднятий фундамента здесь очевидна. Эта зона молодого вулканизма не является непрерывной, она состоит из ряда удаленных друг от друга, относительно изолированных подзон, приуроченных к местам максимальных поднятий древнего фундамента. Однако определенный формационный тип и конкретный характер вулканизма этой области в целом дают основание рассматривать ее в качестве самостоятельной вулканоструктурной области.

В Транскавказской области, в пределах территории Арм. ССР пространственно и по специфическим чертам фаций вулканических ассоциаций обособляются две структуры или подзоны: Арагацкая — на юге и Кечутская — на севере, представляющие собой два относительно самостоятельных блоковых поднятия, разделенных структурами среднеальпийской складчатости — Севано-Ширакским синклинорием и Базумским горстовым поднятием.

Арагацкая подзона представляет собой расчлененное ступенчатыми сбросами сложное глыбовое поднятие, наклоненное на юг — юго-запад. Гравитационное поле Арагацкой области представлено множеством локальных зон относительных минимумов и максимумов, что отражает неодинаковые уровни залегания пород фундамента и различные мощности и состав перекрывающих их альпийских формаций. На северо-востоке области обнажаются породы древнего доальпийского основания, а на юго-западе разрез отложений альпийского структурного яруса достигает 2–3 км мощности. Специфичным для Арагацкой области является развитие ареального вулканизма в ассоциации с центральным полигенным вулканизмом, широкая представленность как сквозькоровых излияний мантийных базальтовых магм, так и палингенных магм различной кислотности. Характерным для этой зоны является игнимбритовый вулканизм, извержение пемзы в виде трещинных агломератовых потоков и центральных эксплозивных выбросов.

Пространственное расположение центров вулканической активности Арагацкой области указывает на отсутствие строгой направленности магмоподводящих структур, характерных, как мы увидим далее, для сопредельных вулканических нагорий. Часть центров активности контролируется локальными трещинами, которые в различных частях вулканического поля имеют различную направленность, другая часть имеет кустовое-групповое расположение. Исключение составляют периферические излияния долеритовых базальтов, связанные с меридиональными разломами глубинного заложения.

Главный центр активности — полигенный вулкан Арагац расположен в крайней северо-восточной части вулканического пояса, представляющей пограничную зону альпийских структур с жестким доальпийским фундаментом. Местоположение главного кратера Арагаца обусловлено стабильностью магмоподводящего разлома, расположенного по границе двух текто-

нических зон разного порядка. Надо полагать, что разлом простирается в юго-восточном направлении и соединяется с Приереванским разломом (6). На этом же разломе в аналогичной с Арагацем тектонической позиции, расположен другой крупный полигенный вулкан – Араилер. Зона активизации разлома является той естественной границей северо-восточной части Арагацкого блока, за пределами которой вулканическая деятельность не констатируется.

Западная граница Арагацкой блоковой структуры проходит в районе Карского плато (Турецкая Армения) и плохо изучена. По имеющимся данным, главные трещинные вулканические извержения Эрзрумской области связаны со сбросовыми нарушениями запад – юго-западного – восток – северо-восточного простиранья. Следовательно, где-то в районе Карского плоскогорья имеет место переход меридиональных структур к субширотным. Граница перехода двух структур, вероятно, фиксируется глубинными разломами, по которым в верхнеплиоценовое время имело место излияние мантийных долеритов. Следует отметить, что глубинный разлом, с которым связаны излияния долеритовых базальтов, фиксируется и на востоке Армянской блоковой структуры – на стыке меридиональных структур со структурами северо-запад – юго-восточных простираний, точнее между Арагацким и Гегамским блоковыми поднятиями. Эта разломная зона проходит примерно вдоль современного русла р. Раздан. Впервые разлом образовался в верхнемеловое время. В дальнейшем он неоднократно активизировался с небольшими изменениями конфигураций.

Кечутская неовулканическая структура выражена в рельефе в виде меридионально вытянутого щитовидного нагорья протяженностью 60 км. В геоморфологическом отношении она состоит из трех вулканических хребтов: Джавахетского, Абул-Самсарского и Егнахахского (Гукасянского), представляющих собой кумулятивные вулканические сооружения, возникшие на меридиональных трещинах, проходящих по осевым линиям хребтов и хорошо фиксируемых линейными рядами центров вулканической активности. В целом все указанные вулканические хребты составляют единое Ахалкалакское вулканическое нагорье, которое в системе Транскавказской структуры по отношению к Сомхето-Ганджинско-Карабахской пологоскладчатой зоне представляет собой растущее поперечное геоантиклинальное поднятие. В силу своего тектонического положения

нагорье обладает как элементами молодых меридиональных структур, так и унаследованными реликтами древних субширотных структур.

Кечутское нагорье входит в пределы Армянской ССР лишь своей южной (примерно 20 км) частью. Для Кечутского хребта в целом характерна асимметрия поперечного профиля (24). Над Лорийской котловиной, примыкающей с востока, относительная высота хребта превышает 100 м, а над Верхне-Ахурянской котловиной – 700–800 м. Асимметрия хребта сказывается и в расчленяющих его долинах, эрозия которых на восточном склоне значительно сильнее, чем на западном и юго-западном.

По данным Э. Х. Харазяна (97, 98), Кечутский хребет с прилегающим равнинным плато имеет мозаично-блоковое строение с многочисленными разломами и флексурами, которые расчленяют его на ряд зон относительных поднятий и опусканий.

Причем выделяются крупные блоки, приуроченные к Транскавказскому поднятию, а внутри последних – более мелкие блоки, имеющие субширотную ориентировку. После излияния долеритовых базальтов по меридиональному разлому глубинного заложения в верхнеплиоценовое время наблюдаются относительные дифференцированные вертикальные перемещения блоковых структур, обусловившие расчленение единой структуры на ряд самостоятельных поднятий и впадин.

Для западной вулканической зоны Армении в целом характерно сочетание мантийного базальтового вулканизма с кислым вулканизмом коровых магм, одновременное проявление ареального вулканизма с центральным.

Восточная вулканическая зона простирается в северо-запад – юго-восточном направлении и в региональном плане входит в так называемую Мисхано-Зангезурскую (57) мегаантиклинальную структуру, приуроченную к знакомой нам полосе Анкаван-Сюникского глубинного разлома. Граница раздела двух смежных вулканических зон – Западной и Восточной представлена поперечной глубинной разломной зоной, проходящей вдоль современного русла р. Раздан. Северное продолжение зоны разлома проходит по долине р. Агстев. В плио-плейстоценовое время в связи с неотектоническими движениями, имевшими место в Центральной складчатой зоне Армении, активизация разлома обуславливает излияние долеритовых базальтов в Ереванском унаследованном прогибе.

Восточная вулканическая зона, как и Западная зона, в тектоническом отношении расчленяется на относительно самостоятельные подзоны, представляющие собой поперечные блоковые вздутия в системе Мисхано-Зангезурского сводового поднятия. Главными из них являются Гегамское, Варденисское и Сюникское. В современном рельефе они выражены в виде громадных (60х30 км) овальных щитов, являющихся неовулканическими надстройками на складчато-глыбовом основании. Прямые сведения о глубинной структуре каждой из выделенных вулкано-структурных подзон отсутствуют, однако ряд косвенных данных, и, в первую очередь, особенности пространственного расположения центров вулканической активности служат основанием для соответствующих суждений.

Современная морфология Гегамского, Варденисского и Сюникского щитовидных вулканических массивов обусловлена, с одной стороны, структурной позицией и особенностями строения субстрата, а с другой — мощными покровами мезокайнозойских осадочных и постплиоценовых вулканических продуктов, бронирующими древнее складчатое основание. Различные направления раскалывания довулканического фундамента обуславливают близмеридиональное (северо — северо-западное) расположение Гегамского массива, близширотное — Варденисского и северо-запад — юго-восточное простираие — Сюникского. Каждый из массивов характеризуется асимметрией склонов: глубокая эрозия их обнажает породы древнего до плио-плейстоценового основания. Пологие склоны Гегамского нагорья обращены на восток, Варденисского — на север, а Сюникского на юго-запад. Асимметрия расположения вулканических центров свидетельствует, по-видимому, о связи магмоподводящих структур с плоскостями наклона слоев складчатого основания.

Центры плио-плейстоценовой активности, как правило, располагаются по пологим склонам, достигая водораздельной линии, и за редкими исключениями на противоположных склонах не констатируются. Вулканические центры Гегамского и Сюникского щитовидных массивов находятся в соответствии с простираием геологических структур и имеют линейное, субмеридиональное расположение, а Варденисского нагорья — субширотное.

Некоторые исследователи в линейном расположении вулканов усматривают приуроченность центров активности к субмеридиональным сбросам или региональным глубинным разло-

мам. Ошибочность такого взгляда была отмечена еще Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (56) и другими исследователями (106). По их данным, линейное расположение вулканических центров определяется структурой консолидированного фундамента. А. Е. Святловский (84) указывает, что при формировании вулкано-тектонических структур расчленяющие вулканическую область крупные сбросы, как правило, не являются путями вулканических извержений.

Отсутствие гравитационных аномалий вкрест простирания вулканических центров и контролирующих их структур, моногенный тип вулканической активности свидетельствует об их связи с локальными структурами (трещинами) и о близповерхностном (вторичном) залегании очагов активности. В каждом из вулканических нагорий устанавливаются отдельные гребневидные структуры, контролирующие ту или иную направленность трещинных вулканов.

Ссылаясь на данные А. А. Gabrielyana (20), можно указать, что прилегающие к вулканическим нагорьям участки мезокайнозойских отложений сложены в брахиантиклинальные или брахисинклинальные складки, которые при общем северо-западном простирании часто находятся в широтном и северо-восточном простирании в виде сильно сжатых, узких гребневидных складок линейного типа, с углами падения пластов $15-45^{\circ}$. Следовательно, картина расположения вулканических центров полностью соответствует характеру дислоцированности залегающего на консолидированном фундаменте осадочного чехла. Граница консолидированного субстрата и вышележащих осадочных слоев представляла, вероятно, ослабленный горизонт, благоприятный для образования вторичного межформационного очага.

Указанные особенности глубинной тектоники, а именно — наличие глубинного разлома несквозного типа в жестком субстрате и залегание над субстратом дислоцированного чехла осадочных пород, обусловили ареальный характер вулканизма на значительной части территории Армении. В свое время А. Н. Заварицкий (33) указал, что в областях развития ареального вулканизма "... существуют в земной коре такие механические условия ее состояния, что возникающие здесь трещины, по которым облегчается достижение магмой поверхности земли, затем закрываются, возникают новые трещины, и т. д. Эти разломы не обладают постоянством, как в линейном или центральном вулканизме, и в областях ареального вулка-

низма можно предполагать целые их системы, как бы раздробление области на целый ряд блоков, разъединенных разломами, сменяющими во времени один другой". Ареальный вулканизм имеет место при "слабой проницаемости коры в условиях, обеспечивающих образование целого ряда близповерхностных апофизных очагов, связанных с главным очагом узкими каналами. В этом отношении ареальный вулканизм противопоставляется центральному и линейному извержениям, связанным со "сквозькоровыми разломами при непосредственной связи центра вулканической активности с очагом в верхней мантии. Примером этого могут служить сквозькоровые излияния долеритовых базальтов Западной вулканической зоны.

Восточная зона как типичная область ареального вулканизма характеризуется многочисленностью вулканических центров извержений, кратковременностью их активности в определенных пунктах и отсутствием больших вулканических построек. Обычно центры извержений выражены конусообразными вулканическими сооружениями высотой от нескольких десятков до 300-400 метров с кратерами или без них, сложенными эксплозивным, эксплозивно-лавовым или одним лавовым материалом.

Восточная зона, в целом, имеет свою, отличную от Западной вулканической зоны, специфику вулканизма. Она является областью основного - среднего вулканизма. Характерные для Западной зоны кислые серии лав и лавокласты андезито-дацит-дацитового ряда здесь почти отсутствуют. Не констатируется здесь и игнимбритовый вулканизм. Ограниченные по объему кислые вулканические образования вулканов Ковасар (38) и Ишхансар (102) представляют собой продукты очаговой эволюции (дифференциации) основной магмы и не могут идти ни в какое сравнение с большими объемами анатектических магм Западной вулканической зоны. Эволюция состава магм в очагах Восточной зоны вулканизма, как правило, завершается образованием андезитового расплава. Имеются различия между однотипными андезито-базальт-андезитовыми вулканитами этих двух главных зон вулканизма Армении. Они выражены в целом ряде петрографических и петрохимических особенностей, рассматриваемых в соответствующих разделах данной работы.

ЗАПАДНАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ЗОНА АРМЕНИИ

Приуроченная к Транскавказскому поперечному поднятию Западная вулканическая зона Армении представляет собой гетерогенную структуру, состоящую из двух пространственно обособленных структурных подзон — Арагацкой на юге и Кечутской на севере. Кечутская неовулканическая структура образует меридионально вытянутое щитовидное нагорье, являющееся частью крупного геосинклинального поднятия — Ахалкалакского нагорья. Позднеорогенные верхнеплиоцен-четвертичные вулканогенные образования в этом районе слагают массив Кечутского хребта, Гукасянское и Лорийское лавовые плато. Формирование упомянутых вулканогенных пород было обусловлено возникновением крупных субмеридиональных расколов, по которым происходили мощные трещинные излияния верхнеплиоценовых долеритовых базальтов, сменившиеся в нижнем и среднем антропогене извержениями пород андезито-базальт-дацитового состава.

Излияния долеритовых базальтов дали начало обширным лавовым полям Гукасянского, Ахурянского, Лорийского плато, Ахалкалакского нагорья, а также Приереванского района и бассейна озера Севан. Извержения носили пульсационный характер и происходили в два ритма, образовавшие пачки "нижних" и "верхних" долеритовых базальтов, известных под названием долеритовых базальтов лори-ахурянской толщи. На большей части территории нижние и верхние долеритовые базальты разделены прослойкой озерно-речных отложений, и только в верховьях рек Дзорагет и Ахурян перерыв в излиянии долеритовых базальтов фиксируется потоком андезито-базальтов. Каждая из названных пачек сложена из многочисленных мало-мощных потоков, насчитывающих до 19 в нижней пачке (общей

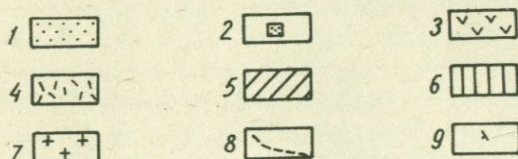
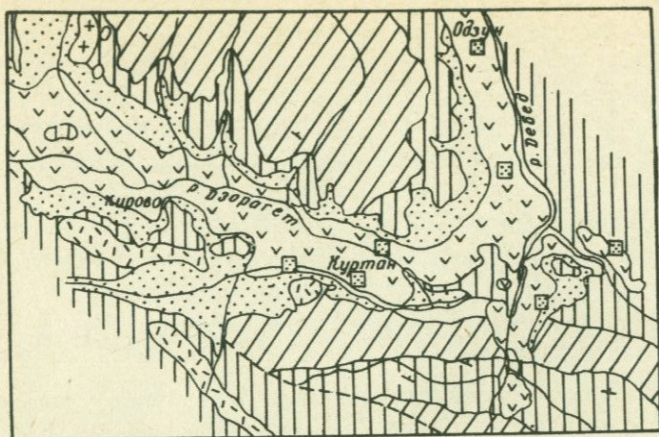


Рис. 3 Геологическая карта центральной части Севано-Ширакского синклинария (по С. А. Саркисяну и Э. Х. Харазяну): 1 - аллювиально-делювиальные, пролювиальные отложения (Q_{IV}); 2 - кварц-полево-шпатово-пемзовые вулканические пески-искусственные обнажения (Q_{II}); 3 - Лори-Ахурянская толща: долеритовые базальты (N_2^3); 4 - Экструзивные липарито-дациты и трахилипариты (P_2^3); 5 - Памбакская свита: андезиты, андезито-дациты, дациты, липаритодациты и их пирокласты (P_2^3); 6 - Свита туфоосадочных пород: туфы, туфопесчаники, туфобрекчии, туфоконгломераты с пачками известняков (P_2^2); 7 - Гранодиориты (P_2^2); 8 - Тектонические разломы; 9 - Элементы залегания пород.

мощностью до 200 м) и до 11 - в верхней пачке (общей мощностью до 70 м). В Приереванском районе долеритовые базальты известны в долине среднего и верхнего течения р. Раздан, где наибольшая мощность их достигает 150-170 м, а общая площадь покровов - около 100 км².

Многочисленно изливавшиеся по системе глубинных меридиональных трещин (ныне погребенных под Джавахетским вулка-

ническим хребтом) лавы долеритовых базальтов широким фронтом текли на восток и запад и бронировали обширные пространства верховьев рек Ахурян и Дзорагет, превращая последние в высокогорные лавовые плато. Обширные (до 20-25 км) лавовые поля (Гукасянское и Лорийское плато) в верховьях рек, вниз по течению переходят в узкие (1,5-2 км) и длинные (до 80-90 км) лавовые языки (Ахурянский и Дзорагетско-Дебедский). В концевых своих частях эти лавовые языки постепенно погружаются под четвертичные отложения Араратской котловины и Куринской депрессии. Наибольшая мощность долеритовых базальтов лори-ахурянской толщи достигает 250-270 м. Опробование описанных долеритовых базальтов проведено в ущельях рек Памбак и Дебед, у железнодорожной станции Санаин, а также в Приереванском районе, в районе г. Абовян.

Сменившие во времени долеритовые базальты лори-ахурянской толщи вулканиты андезит-дацитовый ассоциации сформированы излияниями цепи короткоживущих, преимущественно монокристаллических вулканов. Они слагают современную постройку Кечутского хребта и связаны с деятельностью ряда вулканов центрального типа в период от нижнего до среднего антропогена. Сменяя во времени друг друга, эти центры характеризовались разными по составу продуктами излияний, которые образовали мощную (около 900 м) лавовую толщу, излившуюся после небольшого перерыва на базальты лори-ахурянской толщи.

По данным Э. Х. Харазяна (96, 97), сводный разрез верхнеплиоцен-четвертичных вулканогенных пород этого района имеет следующий вид (снизу - вверх): 1) липариты и обсидианы; 2) покровные долеритовые базальты (лори-ахурянская толща); 3) двупироксеновые андезиты-базальты и андезиты; 4) кварцсодержащие андезиты; 5) роговообманковые андезиты-дациты; 6) гиалодациты; 7) туфы ереван-ленинканского типа; 8) андезиты-базальты вулканов вершинной зоны Кечутского хребта.

Как видно из приведенного разреза, вулканические породы андезиты-базальты-дацитового состава, объединенные Э. Х. Харазяном в кечутскую свиту, образуют ряд от двупироксеновых андезиты-базальтов до гиалодацитов и туфов ереван-ленинканского типа дацитового состава. Гомодромность развития вулканизма Кечутского района нарушается лишь финаль-

ными извержениями андезитовых и андезито-базальтовых лав из шлаковых и лавовых вулканов вершинной зоны Кечутского хребта.

Двупироксеновые андезито-базальты и андезиты, слагающие основание кечутской свиты и открывающие этот ряд, обнажены, главным образом, на южном, юго-восточном и западном склонах Кечутского хребта, где они образуют серию покровов, общая мощность которых достигает 700 м. Состав толщи вверх по разрезу постепенно изменяется от андезито-базальтов до андезитов. Опробование пород этой толщи проводилось у восточного подножья Кечутского хребта на так называемом Геташенском лавовом языке. Последний занимает площадь около 37 км² и простирается от восточного подножья хребта по междуречью рр. Севаберд и Дзорагет до с. Геташен. Двупироксеновые андезито-базальты и андезиты верхней части этой же пачки опробовались в западной части Геташенского лавового языка в обнажениях по р. Кара-Кала.

Кварцсодержащие андезиты, приуроченные к возвышенностям, окаймляющим с севера и юга Верхне-Ахурянскую котловину, где они слагают ряд потоков общей мощностью до 80 м, опробовались из наиболее протяженного потока шлакового конуса Воскисар.

Широко распространенные на водораздельной части Кечутского хребта лавы амфиболовых андезито-дацитов, покрывающих площадь около 185 км², при мощности, достигающей несколько сотен метров, опробовались на разных стратиграфических горизонтах двумя выборками в восточной части Кечутского хребта. Экструзивные гиалодациты, развитые в пределах Кечутского хребта и прилегающих районах Гукасянского и Лорийского плато, отобраны из экструзивных тел в районе с. Ени-Ель и в районе сел Сувугбулак и Кызыл-шафан (Лорийское плато). Синхронные по времени образования экструзивным куполам туфы ереван-ленинканского типа, тяготеющие в площадном распространении к северо-западным, юго-восточным и южным склонам массива Арагац, Ширакской равнины и бассейну р. Памбак, известные и в Приереванском районе, на Амасийском лавовом плато и по правому борту ущелья р. Ахурян, взяты из туфовых покровов Приереванского поля (карьер Джрвеж) и на северо-восточной окраине с. Артик. Отбор андезито-базальтов вершинной зоны Кечутского хребта, завершающих разрез кечутской свиты, произведен на одном из потоков шлакового конуса Легли.

1. Петрогеохимические особенности долерито-базальтовой парагенетической ассоциации вулканических пород

Исследованные породы долерито-базальтовой ассоциации петрографически очень близки. Это темно-серые до черных массивные плотные или микропористые долеритовые лавы при несколько более высокой пористости верхней пачки. Средний минеральный состав пород лори-ахурянской толщи приведен в табл. 8.

Таблица 7

Оптические характеристики минералов пород лори-ахурянской толщи

Породы	Оливин	Пироксен		Плагиоклаз
	2 V	2 V	cNg	N
"Нижние" долеритовые базальты	-86-89	+ 58	42	55
"Верхние" долеритовые базальты	-88	+ 58	41-42	54
Долеритовые базальты Приереванского района	-86	+56-57	43-45	55-58

Плагиоклаз представлен лейстовидными кристаллами размером 0,8-1,2 мм со слабым зональным строением. Изредка встречаются широкопластинчатые включения размером до 5-6 мм. Состав плагиоклаза во вкрапленниках соответствует лабрадору для всех разностей пород. Более или менее постоянно и его количество. В нижних долеритовых базальтах иногда присутствует значительное количество стекловатого мезостазиса. В стекле при больших увеличениях (40 х) наблюдаются "зародыши" мелких кристаллов пироксена и рудного минерала, реже плагиоклаза. Во всех породах толщи плагиоклаз всегда свежий.

Оливин образует ромбовидные, призматические или округло-изометрические кристаллы, размером, в среднем, 0,8-1,5мм. Отдельные зерна достигают 4 мм. Содержание вкрапленников оливина в среднем в нижних и верхних долеритах составляет 5-7% объема породы, в редких случаях - 10-12%. Состав его

Таблица 8

Минералогический состав долеритовых базальтов лори-ахурянской толщи

Порода	Модальный состав						Нормативный состав									
	Оливин	Пироксен	Плагноклаз	Титаномагнетит	Вторичные минералы	Стекло	Ap	Il	Mt	Or	Ab	Ne	An	Di	Ol	Hy
Долериты "нижней" пачки																
а) нижняя часть	6,81	-	28,8	-	1,71	62,63	0,86	2,14	5,21	5,11	31,08	-	28,17	14,91	11,44	1,10
б) средняя часть	6,57	19,85	66,8	4,71	-	-	1,36	2,14	1,63	7,34	28,87	1,14	27,54	14,56	15,41	-
Долериты "верхней" пачки																
	12,53	20,50	62,8	4,20	1,96	-	1,01	2,32	6,48	5,56	29,93	-	29,52	10,46	12,92	1,80
Долеритовые базальты Приереванского района																
	11,37	17,62	62,87	3,87	0,50	4,76	0,91	2,45	5,69	5,67	29,81	0,86	28,79	12,14	13,68	-

в обеих пачках лори-ахурянской толщи колеблется в пределах форстерит - гиалосидерит (табл. 7, 8). Мелкие зерна оливины часто наблюдаются внутри лейст плагиоклаза. Отмечается также присутствие в оливинах и плагиоклазах участков нераскристаллизованного стекла. Какой-либо закономерной вариации состава его по разрезу не обнаруживается. Как правило, зерна свежие, но в пачке "верхних" долеритов затронуты бурыми продуктами разложения.

Клинопироксен во вкрапленниках встречается только в некоторых верхних потоках нижней пачки, в верховьях р. Дзорагет. Минерал совершенно свежий с хорошей спайностью и бесцветной или зеленоватой окраской. Во всех остальных разностях долеритов наблюдается в интерстициях плагиоклазов и оливинов в виде неправильных короткопризматических зерен со слабой светло-зеленоватой или бурой окраской. Нередко образует пойкилоофитовые срастания с плагиоклазом. Оптические характеристики его довольно устойчивы и соответствуют авгиту (табл. 7).

Рудный минерал в "нижних" долеритовых базальтах образует цепочечные скопления мелких идиоморфных кристалликов, размером около 0,3 мм, ассоциирующие с пироксеном. При этом можно говорить о двух генерациях рудного - первая ассоциирует с пироксеном в виде дендритоподобных цепочечных образований, вторая выполняет трещины в оливине. Не исключено, однако, и одновременное выделение обеих разновидностей, несомненно при этом лишь более позднее относительно оливина выделение рудного минерала. В "верхних" долеритах рудный образует довольно крупные, удлинённые, сильно окисленные выделения, приуроченные к пироксенам, и каймы вокруг окисленных же зерен оливины. В интерстициях также присутствуют удлинённые кристаллы рудного. Состав рудного минерала, по данным определения его температурной точки Кюри, соответствует титаномagnetиту.

Данные минералогического анализа обнаруживают также присутствие гематита, в небольших количествах халькопирита, самородного железа и цинка, а также аксессуарных минералов - циркона, апатита, сфена, единичных зерен рутила, корунда, ильменита и флюорита (1, 2).

Основная масса долеритовых базальтов лори-ахурянской толщи имеет долеритовую, пойкилоофитовую и редко гиалопитовую (у стекловатых корок лавовых шаров и отдельных маломощных потоков) структуры. В долеритовой основной

массе главную роль играют длиннопризматические беспорядочно расположенные плагиоклазы, в угловатых промежутках которых находятся мелкие зерна клинопироксена и рудных минералов. Пойкилофитовая основная масса представлена обильным (до 70–80%) черным или зеленовато-бурым (у гиадокластитовых образований) стеклом и мелкими игольчатыми плагиоклазами. Зерна клинопироксена здесь иногда совершенно отсутствуют.

Плагиоклаз является главным компонентом основной массы долеритовых базальтов, составляя 60–70% всего объема. Он образует призматические, редко таблитчатые зерна, размером до 1,2 мм, обычно хорошо сдвойникованные, главным образом по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам. Состав плагиоклаза колеблется в пределах лабрадора с 51–61% Al (табл. 7, 8). Какого-либо закономерного изменения состава плагиоклаза вверх по разрезу лавовой толщи или по ее простиранию не наблюдается.

Клинопироксен в основной массе долеритовых базальтов представлен двумя разновидностями: а) мелкими (менее 0,4 мм) неправильной формы или короткопризматическими светло-зеленоватыми, зеленовато-бурыми кристаллами авгита, группами расположенными в межплагиоклазовых пространствах долеритовой структуры и б) крупными (до 2 мм и более) ксеноморфными клинопироксенами пойкилофитовых разностей с заметным плеохроизмом от буро-фиолетового (по N_g) до слабо-розоватого (по N_p) цветов. Оптические константы второго типа клинопироксена колеблются в пределах, соответственно, $n_g = 34-45$ и $2V = (+)50 - (+)56$ (табл. 7). Судя по этим данным (плеохроизм и оптические константы), минерал близок к титаноавгиту.

Таким образом, минеральный состав долеритовых базальтов лори-ахурянской толщи довольно однообразен. Различия заключаются в основном в степени раскристаллизации стекла интерстиций и основной массы и в относительном повышении содержания темноцветных минералов в породах "верхней" толщи, в основном, за счет оливина. Устанавливается следующий порядок кристаллизации породообразующих минералов: оливин (форстерит) – плагиоклаз (лабрадор) – клинопироксен (авгит), титаномагнетит.

Все рассматриваемые породы имеют относительно однородный химический состав (табл. 9). От среднего долерита

Таблица 9

Химический состав и петрохимические характеристики долеритовых базальтов лори-ахурянской толщи

Содержание окислов, вес. % (средние по 3-5 анализам)					Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому					Петрохимические коэффициенты				
Окислы	1	2	3	4	Параметры	1	2	3	4	Параметры	1	2	3	4
SiO ₂	48,83	49,46	48,38	48,51	a	9,35	9,87	9,15	9,91	$\frac{[Fe_2O_3 + FeO]}{Fe_2O_3 + FeO}$	9,86	8,32	10,88	10,85
TiO ₂	1,11	1,08	1,25	1,22	c	6,87	6,68	7,03	7,08	$\frac{Fe_2O_3 + FeO + MgO}{Fe_2O_3 + FeO}$	0,59	0,55	0,58	0,59
Al ₂ O ₃	16,86	17,03	17,60	17,42	b	26,05	25,24	26,8	26,23	$k.o = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$	0,37	0,14	0,42	0,44
Fe ₂ O ₃	3,56	1,14	4,46	3,92	s	57,72	58,20	56,7	56,8	$\frac{MgO}{FeO}$	1,10	0,85	1,21	1,20
FeO	6,10	7,18	6,22	6,27	f'	35,27	32,06	37,3	38,3	$a = \frac{100 Mg}{Mg + Fe^{2+}}$	46,1	42,5	48,3	47,5
MnO	0,16	0,16	0,17	0,16	m'	44,86	46,87	48,07	46,0	$\frac{100 TiO_2}{Fe_2O_3 + FeO}$	11,5	13,0	11,7	11,4
MgO	6,75	6,86	7,53	7,17	c'	19,87	21,08	14,8	15,7	$\frac{[Na_2O + K_2O]}{Na_2O + K_2O}$	4,42	4,82	4,40	4,71
CaO	9,68	9,68	9,16	9,27	Q	-10,11	-10,01	-12,21	-13,4	$ag = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	26,2	28,3	25,0	26,8
Na ₂ O	3,63	3,59	3,56	3,64	n	87,5	81,6	86,5	86,4	$b = \frac{(Na_2O + K_2O)^2}{SiO_2 - 43}$	3,33	3,60	3,48	4,4
K ₂ O	0,79	1,23	0,84	0,91	t	1,68	1,61	1,91	1,97	$\omega = \frac{MgO}{CaO + Na_2O + K_2O}$	47,9	47,3	55,5	51,0
P ₂ O ₅	0,34	0,49	0,38	0,39	y	11,85	3,93	14,5	15,9	$aikal = Al_2O_3 + Na_2O + K_2O$	21,23	21,85	22,0	22,32
H ₂ O	1,13	0,31	0,27	0,49	a'	1,36	1,48	1,25	1,39	$si = \frac{100 Mg}{FeO + Fe_2O_3 + MgO + Na_2O + K_2O}$	32,4	34,3	33,3	31,3
п. п. п.	1,40	1,38	0,51	0,55	f'	0,79	0,68	0,78	0,83	$f = \left[\left(\frac{1}{3} Si + K \right) - (Ca + Mg) \right]$	0,64	1,18	0,34	-0,02
Сумма	100,34	99,59	100,51	99,82										

Примечание: 1 - долеритовые базальты основания "нижней" пачки, 2 - долеритовые базальты из средней части той же пачки, 3 - долеритовые базальты "верхней" пачки лори-ахурянской толщи, 4 - долеритовые базальты Приереванского района

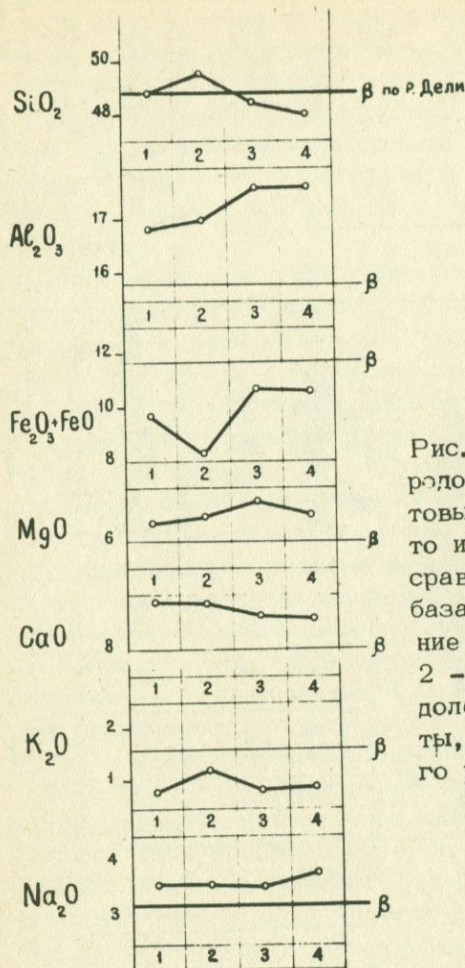


Рис. 4. Содержания основных породообразующих окислов в долеритовых базальтах Лорийского плато и Приереванского района в сравнении со средним составом базальта по Р. Дели: 1 - основание пачки "нижних" долеритов, 2 - средняя часть пачки "нижних" долеритов, 3 - "верхние" долериты, 4 - долериты Приереванского района.

и базальта (по Р. Дели) лори-ахурянские долеритовые базальты отличаются более высоким содержанием щелочей (обычно больше 5%) и глинозема (на 1-2,5%) и чуть пониженным - магнeзии (на 0,4-1%). Лавы же Приереванского района имеют несколько повышенное содержание глинозема (на 2,5-3%) и пониженное - железа (на 1,5%) (рис. 4, 5).

На петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 6) фигуративные точки всех долеритовых базальтов Транскавказской зоны Армении группируются на правой нижней части по-

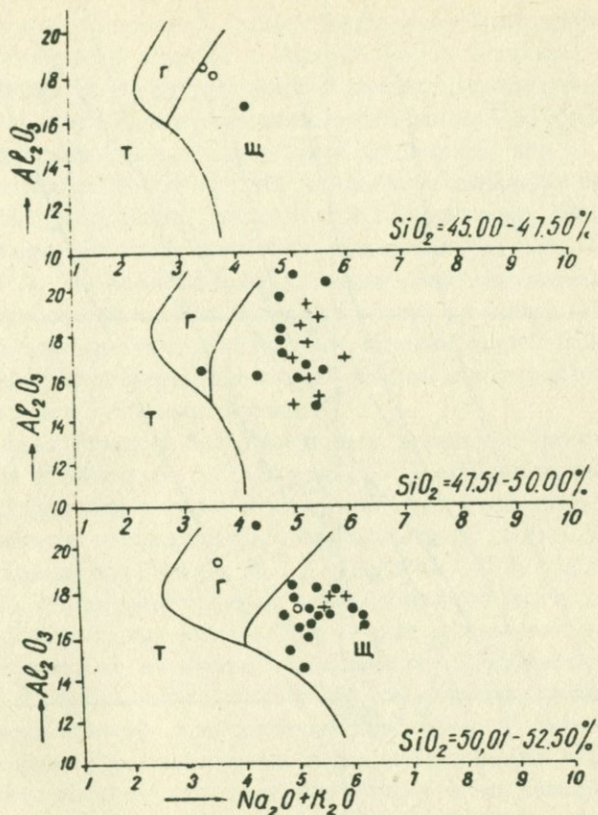


Рис. 5. Диаграмма X. Куно для долеритовых базальтов Армении. Залитым кружком показаны лавы лори-ахурянской толщи, пустым кружком – лавы Приереванского района, крестиком – лавы бассейна оз. Севан.

ля ASV и образуют эллипсовидно вытянутой формы рой (параметры a и b колеблются в пределах, соответственно, 8,3–12,3 и 20–30). Длинная ось эллипса близвертикальная и под острым углом пересекает линии переходной щелочной ассоциации Этны и известково-щелочной – Йеллоустонского парка. Главная масса точек попадает по обе стороны линии Этны.

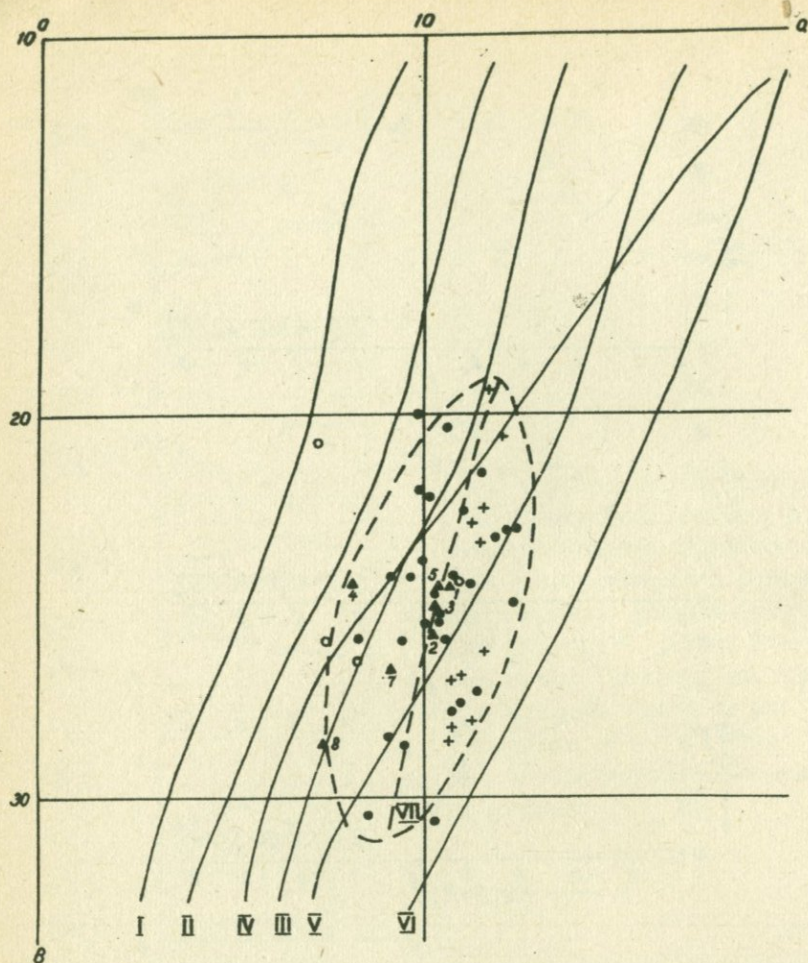


Рис. 6. Диаграмма А. Н. Заварицкого для долеритовых базальтов Армении. Залитым кружком показаны лавы лори-ахурянской толщи, пустым кружком — лавы Приереванского района, крестиком — лавы бассейна оз. Севан. Средние типы лав: 1 — "нижний" долеритовый базальт лори-ахурянской толщи, 2 — "верхний" долеритовый базальт, там же, 3 — долеритовый базальт (все) лори-ахурянской толщи, 4 — долеритовый базальт Приереванского района, 5 — долеритовый базальт оз. Севан, 6 — долерит по Р. Дели, 7 — базальты (все) по Р. Дели. Естественные ассоциации вулканитов: I — тип Пеле, II — Лассен-Пик, III — Йеллоустон-парк, IV — Гавайские острова, V — Этна, VI — Марос-Хайвуд, VII — долеритовые базальты.

Фигуративные точки лав лори-ахурянской толщи равномерно разбросаны по всему рою (независимо от положения в стратиграфических разрезах), тогда как лавы Приереванского района располагаются только в нижней части эллипса, между кривыми Этны и Йеллюустонского парка. Вариационная кривая долеритовых базальтов Армении субпараллельна кривой пород Гавайской ассоциации, с тем лишь отличием, что в нижней своей части она более крутая и заметно смещена вправо, фиксируя большую степень щелочности долеритовых базальтов по сравнению с гавайскими базальтовыми лавами. Таким образом, по А. Н. Заварицкому, долеритовые базальты Западной зоны Армении относятся к переходному, от известково-щелочного к щелочному типу базальтов, причем лавы лори-ахурянской толщи характеризуются наибольшей щелочностью, а приереванские — глиноземистостью.

Сравнивая химизм базальтоидных пород северо-западной Армении и Японии, Э. Х. Харазян (98) пришел к выводу о щелочном характере лори-ахурянских лав и переходном между щелочным и высокоглиноземистым, по Х. Куно, характере приереванских долеритов. М. А. Петрова (75) и А. А. Адамян те же образования сочли возможным отнести к третьему типу базальтовых магм Куно — высокоглиноземистому, отметив, однако, их несколько повышенную щелочность.

По Х. Куно щелочные базальты характеризуются оливин-клинопироксеновым, а высокоглиноземистые — оливин-ортопироксеновым парагенезисами порообразующих минералов. В действительности, во всех изученных нами долеритовых базальтах Армении единственным минеральным парагенезисом является оливин-клинопироксен, что говорит о принадлежности этих пород к щелочному типу базальтов по Х. Куно (рис. 7).

По А. Польдерварту (123), оливиновые толеиты характеризуются соотношением $f = Ab - 2En_{H_2} - 1,5Fs_{H_2} < 0$

а щелочные оливиновые базальты — $f > 0$. Для всех изученных долеритов Армении это соотношение всегда положительно, соответственно чему они по А. Польдерварту должны рассматриваться как щелочные.

Объективно, в какой системе не рассматривали бы долеритовые базальты лори-ахурянской толщи, необходимо отметить общую достаточную однородность их состава, повышенную щелочность и глиноземистость. Между двумя пачками лавовой толщи наблюдаются и некоторые различия. Нижние

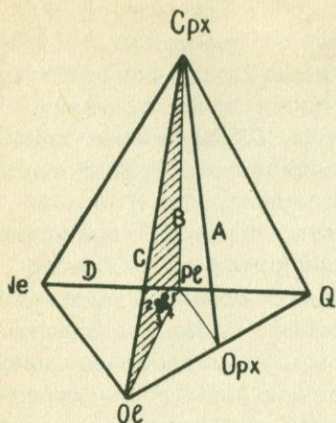


Рис. 7. Базальтовый тетраэдр (Йодера и Тилли), показывающий положение полей пересыщенных кварцевых (А) и оливиновых толеитов (В), щелочных оливиновых толеитов (С), оливиновых базанитов (Д). Плоскость $O1-Cpx-P1$ отвечает плоскости "критической недосыщенности кремнеземом", а $Opx-P1-Cpx$ — плоскости насыщения кремнеземом. 1 — 4 — положение средних составов долеритовых базальтов Лорийского плато и Приереванского районов.

долериты более щелочные (на 0,2%) и глиноземистые (на 0,7%), менее железистые (на 0,4%) и магнезиальные (на 0,3%), чем верхние.

Наблюдаемая отчетливая обратная связь содержаний нормативного магнетита и оливина вызвана тем, что кристаллизация рассматриваемых образований шла при почти постоянном содержании SiO_2 и количество одной минеральной фазы предопределялось количеством другой.

Долериты Приереванского района, как следует из приведенных данных, по всем петрохимическим характеристикам аналогичны "верхним" долеритам лори-ахурянской толщи.

Вулканогенные образования лори-ахурянской толщи геохимически довольно однородны. Основной особенностью их является некоторое обеднение элементами-примесями группы железа по отношению к кларку для основных пород по А. П. Виноградову. Содержания же редких элементов — Mo, Zr, Sn превышают кларковый уровень для основных пород. Из цветных металлогенных элементов большие содержания характерны для Pb, также наиболее литофильного элемента, в то время как количества Zn и Ag несколько понижены. Наблюдается также резкий дефицит редких щелочных элементов Rb и Li (особенно первого) по отношению к кларку, а также натрию и калию, с которыми они обычно связаны.

Содержания элементов-примесей в исследуемых лавах Лорийского плато довольно близки (табл. 10). Однако следует отметить, что "нижние" долеритовые базальты выделяют-

ся слабоповышенными содержаниями Ti, Pb, K, Li, Rb и пониженными Na. Для остальных примесей наблюдается монотонное снижение концентраций от излияния начальных этапов к более поздним долеритам верхней толщи. При этом различие в содержаниях минимальное для потоков базальтов "нижних" долеритов и значительное для долеритов верхней толщи. Оценки коэффициентов вариации содержаний элементов-примесей в базальтовых образованиях Лорийского плато и Приереванского района редко превышают 20%. Статистически распределение концентраций близко к нормальному, реже логнормальному (Ti, Cr, Mn - в долеритах нижней толщи).

По соотношениям геохимически близких элементов устанавливается тесная близость разных частей разреза лори-ахурянской толщи (табл. 11). Как видно из приведенных данных, оливиновые базальты, начинающие цикл вулканических излияний на Лорийском плато, отличаются от последующих продуктов более низкими отношениями $\frac{Ni}{Mn}$, $\frac{Co}{Mn}$ и $\frac{Ti}{Mn}$

что, вероятно, следует связывать с особенностями их формирования. К моменту излияния, вероятно, успел выкристаллизоваться только оливин и плагиоклаз, подавляющая масса вещества оказалась в стекле. Никель с марганцем, в основном, связываются в темноцветных минералах, титан с марганцем - в темноцветных и рудном, чем и объясняется повышение их отношений в долеритах верхней и нижней вулканогенных толщ.

Для всех лавовых покровов характерно соотношение $Cr > Ni > Co$, свойственное начальным этапам магматической деятельности. Интересно, что количество хрома в этих образованиях примерно вдвое превышает содержание никеля, а последний примерно так же соотносится с кобальтом, т. е. по величине этих отношений образования лори-ахурянской толщи непосредственно "предшествуют" излияниям лав андезито-базальтов Кечутского хребта, где рассматриваемое отношение имеет порядок $(2,5 \div 3) : 2 : 1$ в основании толщи и $1:1:1$ в верхних частях разреза (122).

Редкие элементы (Nb, Mo, Zr, Sn, Y) в долеритовых лавах лишены возможности строить самостоятельные структуры, ввиду малой концентрации в расплаве, и не способны, вследствие своих ионных радиусов и валентностей, входить в структуру породообразующих минералов - оливинов, пироксенов. Хотя можно предположить, что в этих условиях такие

Таблица 10

Параметры распределения элементов-примесей в долеритовых базальтах

Параметры распределения элементов-примесей в долеритовых базальтах													
Химические элементы		Лори-ахурянская толща									Долериты Приереван- ского района		
		долеритовые базальты нижней пачки						долериты верхней пачки					
		основание			средняя часть								
		$\bar{x}$	σ	A	$\bar{x}$	σ	A	$\bar{x}$	σ	A	$\bar{x}$	σ	A
Группа F	Ti. 10 ⁻²	52,6	12	+0,32	55,0	9,7	+1,10	32,8	6,7	+0,47	36,8	3,9	+1,0
	Mn. 10 ⁻³	158	42	+0,36	124	34	+0,96	71,4	23	-0,30	113,0	15	+0,1
	V. 10 ⁻³	7,9	1,0	+0,21	5,2	1,0	+1,0	4,3	4	+1,01	4,1	0,6	+0,1
	Cr. 10 ⁻³	102	20	+0,30	87	17	+1,52	62	13	+0,39	77	13	+0,3
	Ni. 10 ⁻⁴	28	4	+0,47	45	17	+0,31	23	5,7	-0,10	41	19	+0,4
	CO. 10 ⁻⁴	13	1,5	+0,19	13	1,6	-0,2	13	1,3	+0,09	15,7	2,3	+0,4
Группа B	Mo. 10 ⁻⁵	20	2,7	+0,65	17	4	+1,2	10	2,7	+0,47	18,5	3,2	+0,3
	Zr. 10 ⁻³	2,1	0,3	+1,8	2,8	0,6	+1,8	1,9	1,5	+1,2	2,5	0,3	+0,8
	Sn. 10 ⁻⁴	6,2	1,5	-	4,6	1,2	+0,1	3,5	1,2	-	3,4	1,2	-
	Nb. 10 ⁻³	0,9	-	-	1,1	-	-	1	-	-	1,1	-	-
	Y. 10 ⁻³	2,2	0,6	-	1,8	0,4	-	1	-	-	2,5	-	-
	Pb. 10 ⁻⁴	8,2	0,6	+0,36	8,7	0,9	+0,65	5,4	2,5	+0,7	8,2	0,6	+0,4
Группа C	Zn. 10 ⁻³	6,0	0,5	+0,16	4,9	0,9	+0,87	2,9	0,6	+1,02	5,3	1,2	+0,2
	Ag. 10 ⁻⁶	3,4	0,5	+0,48	3,0	0,5	+0,70	-	-	-	3,4	0,3	+0,5
	Ga. 10 ⁻³	2,4	0,2	+0,78	1,9	0,2	+0,70	-	-	-	2,2	0,5	+0,7
	K	0,69	0,05	-	0,86	0,1	-	0,51	0,02	-	0,64	0,04	-
Группа A	Na	2,23	0,37	-	1,93	0,31	-	2,05	0,2	-	2,26	0,16	-
	Li. 10 ⁻⁴	7,6	1,7	-	7,8	1,2	-	6,1	0,9	-	6,4	0,9	-
	Rb. 10 ⁻⁴	11,3	2,2	-	13,6	3,4	-	6,2	1,0	-	10,3	1,6	-

Оценки: $\bar{x}$ - выборочного среднего, σ - стандарта, A - коэффициента асимметрии.

Таблица 11

Коэффициенты пропорциональности химических элементов
в долеритовых базальтах лори-ахурянской толщи

Параметры	Долеритовые базальты нижней пачки		Долерито- вые базаль- ты верхней пачки	Долеритовые базальты Приереван- ского райо- на
	основание	средняя часть		
Ni. 100 / Mn	1,77	3,64	3,22	3,62
Co. 100 / Mn	0,85	1,09	1,79	1,39
V. 10 / Mn	0,49	0,42	0,61	0,46
Ti / Mn	3,32	4,43	4,60	4,28
Cr / Ni	3,65	1,92	2,72	2,90
Ni / Co	2,08	3,36	1,80	2,50
Cr : Ni : Co	3,6:2,1:1	6,4:3,4:1	4,9:1,8:1	4,9:2,4:1
Mo. 100 / Cr	2,00	1,95	1,66	2,40
Sn. 1000 / Ti	1,17	0,95	1,08	0,93
Zr. 100 / Ti	0,41	0,52	0,57	0,58
Zn. 10 / Mn	0,38	0,40	0,41	0,46
Zn. 10 / Ni	2,16	1,10	1,28	1,28
Pb / Zn	0,13	0,18	0,19	0,16
K / Na	0,32	0,45	0,25	0,28
K / Rb	626	670	857	637
Mg / Li	8835	8852	12364	10900

высокозарядные ионы, как Mo^{4+} , Zr^{4+} , Sn^{4+} , могут обнаружить корреляцию с ульвошпинелевым минералом (типа ZrO_4 в титаномagnetите) и следовать за Ti, Cr. Концентрации редких элементов не обнаруживают каких-либо закономерных изменений в процессе излияний. Можно отметить лишь слабое увеличение Mo и Sn в оливиновых базальтах и Zr и Nb в "нижних" долеритах (более щелочных), когерентное Ti.

Колебания концентраций редких и цветных элементов (Pb, Zn, Ag) очень малы и не зависят от концентраций породообразующих элементов, с которыми обычно связаны в изверженных породах. Поэтому такие соотношения, как $\frac{\text{Pb}}{\text{Zn}}$, в этих породах почти постоянны. То есть все рассматриваемые

химические элементы ведут себя не связанно, случайно, подтверждая свою некогерентность, по терминологии Рингвуда и Грина (80).

Содержания щелочных элементов - K, Na, Li, Rb - мало варьируют внутри отдельных потоков. Слабо повышены их концентрации в оливиновых базальтах и долеритах нижней пачки. Отличительной особенностью рассматриваемых вулканитов являются низкие содержания K (менее 1%), резко пониженные содержания Rb и Li и связанные с этим высокие $\frac{K}{Rb}$ (в среднем, 688 против кларкового 185, по Виноградову А. П.) и $\frac{Mg}{Li}$ -отношения (9000-12000).

На рис. 8 показаны пунктиром пределы для "нормального", по Л. Х. Аренсу, отношения $\frac{K}{Rb}$ (115-460 со средним 230, показанным сплошной линией). Однако Хейер и Адамс (116) и Таубенек (126) предположили, что эта величина занижена. Таубенек пришел к выводу, что мафические породы имеют более высокое $\frac{K}{Rb}$ отношение (126).

Среднее отношение $\frac{K}{Rb}$ для серии щелочных оливиновых базальтов гор Нандево и Зап. Австралии (110), содержащих менее 3% K, составляет 426, для гавайских лав (оливиновых базальтов), исследованных Лессингом (119) и содержащих менее 2% K, 505. Среднее отношение $\frac{K}{Rb}$ для оливиновых базальтов Лорийского плато составляет 688 при содержании калия менее 1%. То есть с уменьшением содержания калия в оливиновых базальтах разных зон наблюдается тенденция к возрастанию среднего $\frac{K}{Rb}$ отношения. Если это отношение варьирует с глубиной, как предполагает Таубенек (126), то наблюдаемые различия могут отражать тот факт, что родоначальная магма соответствующих провинций генерировалась на слабо разнящихся глубинах и что в глубинных источниках вулканических пород происходит фракционирование рубидия и калия.

Сопоставление приведенных данных позволяет выделить следующие основные петрогеохимические особенности верхнеплиоценовых долеритовых базальтов Западной вулканической зоны Армении:

1) общая однородность состава пород, что фиксируется в постоянстве SiO_2 , индексов Риттмана и Куно;

2) щелочной характер образований, при преобладании Na над K ($\frac{K}{Na} = 0,25 \div 0,45$);

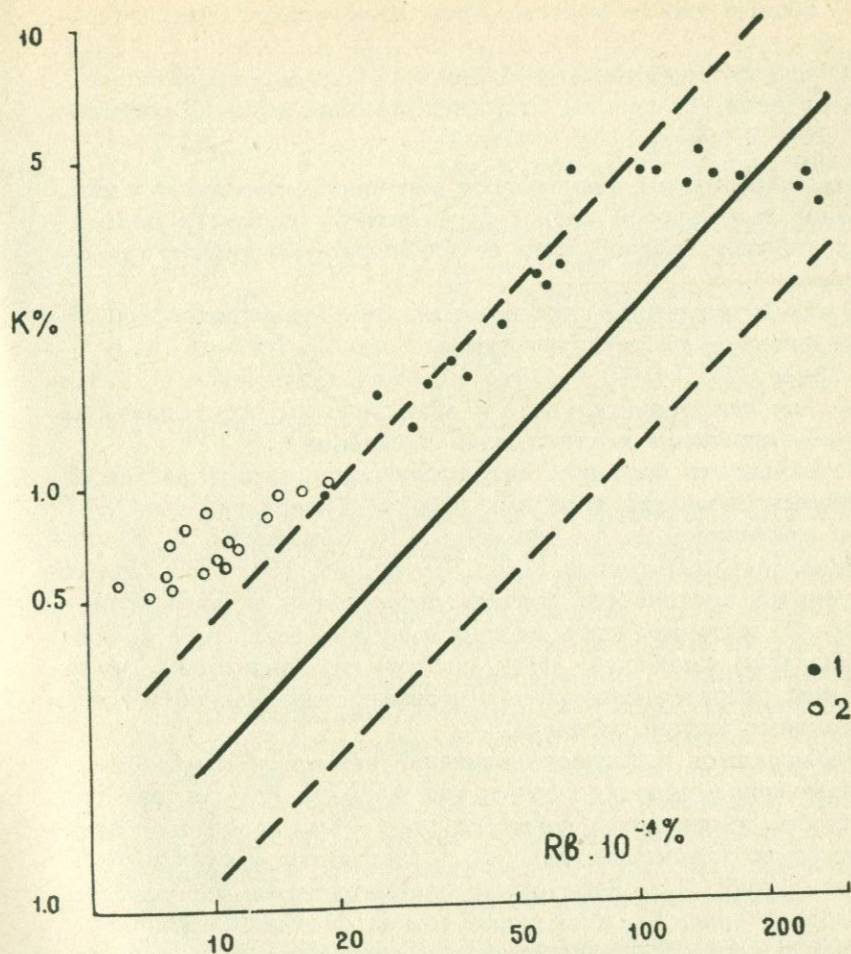


Рис. 8. Связь содержаний калия и рубидия в оливиновых базальтах и щелочных породах гор. Нандево (192) (1) и оливиновых базальтах и долеритах Лорийского плато и Приереванского района (2).

3) повышенная глиноземистость ($Al_2O_3 = 16-17\%$);

4) обедненность магнием и связанными с ним элементами-примесями высоких температур плавления Cr, Ni, что фиксируется в аномальных значениях коэффициентов $X_{Ca} \left(\frac{MgO}{FeO} \right)$

и $a = \frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$;

5) обогащенность редкими элементами-примесями: Mo, Zr, Sn;

6) низкие содержания К (менее 1%), резко пониженные концентрации Rb и Li, обуславливающие высокие отношения $\frac{K}{Rb}$ и $\frac{Mg}{Li}$.

Большие объемы излившегося материала, вероятная связь излияний базальтовой магмы с разломами глубокого заложения позволяют предположить ее глубинное, мантийное происхождение.

Весьма интересной особенностью лав Транскавказской области является постоянство суммы $\text{alkal} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3$ (21, 28-22, 32) (табл. 9). Это же было установлено А. Стейнером для лав Нгаруху (125) и объяснено им отсутствием каких-либо признаков контаминации расплавов.

Устойчивость основных петрохимических характеристик долеритовых базальтов в разных районах Транскавказской области отмечалась А. А. Адамян, Э. Х. Харазяном, К. Г. Шириняном, М. А. Петровой (1, 2, 75, 95, 98, 103, 105). Это относительное постоянство состава петрогенных и элементов-примесей, выдержанность их соотношений (табл. 9, 11), узкий диапазон колебаний SiO_2 постоянство индексов Куно и Риттмана, свидетельствующих о недифференцированности последовательных порций расплава.

Наблюдаемое в процессе излияний некоторое изменение химизма шло в сторону обогащения железом при постоянстве или слабом уменьшении концентрации SiO_2 ; (последнее отмечается и по характеристике Q Заварицкого и функции Ноккольдса (табл. 9)). Это хорошо иллюстрируется диаграммой Е. Осборна (рис. 9), из которой видно, что направленность изменения состава базальтовых лав лори-ахурянской толщи когерентна сериям Скаергаарда и Бушвельда.

Рассмотрев приведенные данные (общее содержание щелочей, коэффициент их агапитности, соотношение Полдерваарта, значение индекса Куно), исследуемые породы можно классифицировать как щелочные оливиновые толеиты с высокими содержаниями глинозема.

Критерием проверки, как известно, является сопоставление модального и нормативного составов. Постоянный характерный для рассматриваемых пород парагенезис породообразующих минералов — оливин — клинопироксен — свойствен щелочным базальтам, в то время как для оливиновых толеитов второй

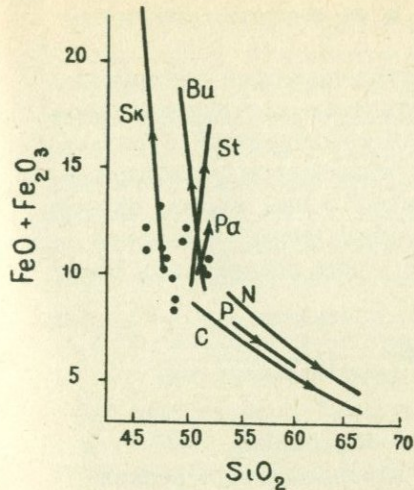


Рис. 9. Два типа серий изверженных пород по Е. Ф. Осборну (211). Линии означают изменение состава, приводящее в одном случае к расплавам, богатым окислами Fe, а в другом – к дифференциатам, обогащенным SiO_2 . Sk – Скаергаард, St – Стиллуотер, Pa – диабазы Палисайд, N – средний состав, по Ноккольдсу, P – лавы Парикутин, C – серия Каскад; залитыми кружками показаны базальты Лорийского плато (Армения).

фазой должен быть ортопироксен. Щелочные же оливиновые толеиты, как показывают экспериментальные исследования (80), не могут быть получены при фракционировании расплавов с составом оливинового толеита. Таким образом, долеритовые лавы Лорийского плато и Приереванского районов можно считать первичными, абиссальными, недифференцированными.

Доказательством абиссальности рассматриваемых лав является высокое содержание нормативного оливина (табл. 7). По А. Рингвуду и Д. Грину (80), базальты, содержащие более 12% нормативного оливина, могут рассматриваться в качестве "первичных" базальтовых расплавов, образовавшихся без фракционирования на глубинах более 40 км. Это же подтверждают низкие (менее 1%) содержания калия, высокие $\frac{\text{K}}{\text{Rb}}$ (688) и $\frac{\text{Mg}}{\text{Li}}$ (11000) отношения, восстановительные условия среды магмообразования (наличие самородного железа, низкое давление кислорода, фиксируемое высоким $\frac{\text{TiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$ и низкими точками Кюри пород, поздним выделением магнетита).

Обогащение пород редкими элементами (Mo, Sn, Zr) произошло, вероятно, в процессе магмообразования, еще на глубинах сегрегации магмы, когда наиболее низкоплавкой фракцией и наиболее легко экстрагируемыми из субстрата компонентами являются некогерентные элементы. В условиях низкого кислородного потенциала это опять-таки предпочтительнее элементы, обнаруживающие родство с ульвошпинеле-

вым миналом, а не рубидий и литий с их высоким сродством к кислороду.

Наблюдаемое соотношение элементов-примесей группы железа и редких объясняется низкой степенью частичного плавления субстрата, относительно низкой температурой образующихся магм. Этим же, по-видимому, вызывается и наблюдаемый дефицит магния, а также связанных с ним хрома, никеля и кобальта. Косвенно это подтверждается низкой величиной коэффициента $a = \frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$ (42-48 - для долеритовых базальтов Транскавказского ареала, по сравнению с 70-72 - для океанических толеитов) и индекса $(e) = \frac{MgO}{CaO + Na_2O + K_2O}$ (47-55).

Некоторое изменение химизма "верхних" долеритовых базальтов в сторону увеличения общего содержания MgO и $(Fe_2O_3 + FeO)$, снижения щелочности и концентрации редких примесных элементов, относительное приближение их состава к оливиновым толеитам, по классификации Йодера и Тилли, возможно, связано с более интенсивным плавлением в том же интервале глубин, обусловившим и возникновение значительных по мощности излияний, сформировавших обширные покровы в пределах всей центральной части Армянской ССР.

Повышенная глиноземистость рассматриваемых образований, вероятно, явилась следствием формирования магм в условиях интенсивного воздымания территории (амплитуда воздымания Кавказа составила в постплиocene 2-4 км). В этих условиях могло иметь место интенсивное расширение материала земной коры, обусловившее разуплотнение вещества и в целом эффект, аналогичный уменьшению давления на тех же глубинах.

Пути фракционирования исходных составов до высокоглиноземистых лучше всего видны при нанесении на диаграмму Кунно с координатами $Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$. Такая диаграмма позволяет четко различать толеитовый, высокоглиноземистый и щелочной типы магм для разных содержаний SiO_2 . Поле распространения долеритовых базальтов лори-ахурянской толщи хорошо "наниживается" на рассчитанное направление фракционирования щелочных базальтов при понижении давления (рис. 5). Формирование в условиях относительно пониженных давлений подтверждается и наблюдаемым порядком кристаллизации, когда второй выделяющей фазой во всех разностях долеритовых базальтов является плагиоклаз (главный устойчивый минерал при пониженных давлениях).

Итак, первичность, недифференцированность, щелочной характер магм, обогащенность пород редкими элементами, пониженное содержание магнезии и Cr, Ni, Co — характерные черты долеритовых базальтов лори-ахурянской толщи. Они хорошо объясняются с позиции частичного плавления (до 15–20%) мантийного субстрата, где-то на границе кора — мантия, что хорошо согласуется с геологическими данными (мощность коры в зоне Транскавказского поднятия, по данным Оганисяна (68), составляет 50–54 км).

2. Физические свойства долерито-базальтовой парагенетической ассоциации вулканических пород

Сведений о физических свойствах пород базальтового состава очень мало (3, 4, 87). Еще меньше литературных данных о сопоставлении физических свойств пород базальтового состава различных регионов (31, 74), а также данных комплексного петрофизического изучения этих пород. Задачей настоящего исследования является восполнение этого пробела на примере конкретного региона.

Плотностные и емкостные свойства

Удельный вес исследуемых пород (табл. 12) изменяется от 2,794 до 3,004 г/см³. Наибольшим удельным весом характеризуются "верхние" долеритовые базальты и долеритовые базальты Приереванского района. Можно отметить общую тенденцию увеличения удельного веса при переходе от "нижних" к "верхним" долеритовым базальтам, что находит свое объяснение в особенностях их минералогического и химического состава.

Как видно из диаграммы (рис. 10), изменение удельного веса "нижних" и "верхних" долеритовых базальтов, а также долеритовых базальтов Приереванского района обусловлено вариациями содержаний оливина (Ol), представленного форстеритом ($\delta = 3,22$ г/см³); клинопироксена (Px), представленного авгитом ($\delta = 3,3 - 3,52$ г/см³), и плагиоклаза (Pl), представленного лабрадором ($\delta = 2,7$ г/см³). Увеличение удельного веса при переходе от "нижних" к "верхним" долеритовым базальтам обусловлено, в частности, ростом процентного содержания оливина от 6,12 до 12,7% и соответст-

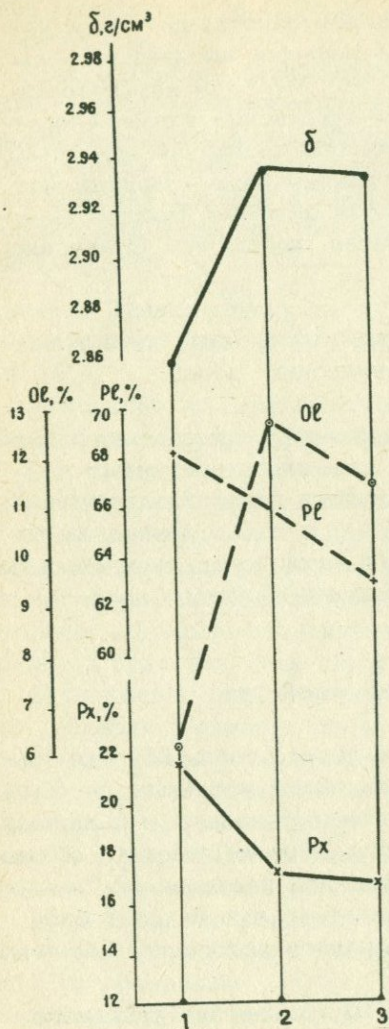


Рис. 10. Диаграмма изменения удельного веса лав лори-ахурянской толщи при изменении минералогического состава. 1 - "нижние" долеритовые базальты; 2 - "верхние" долеритовые базальты; 3 - долеритовые базальты Приереванского района.

венным понижением содержания пироксена (от 20,83 до 17,2%) и плагиоклаза (от 68,2 до 65,96%). Уменьшение удельного веса при переходе от "верхних" долеритовых базальтов к долеритовым базальтам Приереванского района, в свою очередь, обусловлено уменьшением содержания оливина и плагиоклаза.

Влияние изменения петрохимических характеристик на удельный вес лав лори-ахурянской толщи иллюстрируется диаграм-

Таблица 12
Физические свойства долеритовых базальтов лори-аху-
рянской толщи.

Физические свойства			Долеритовые базаль- ты нижней пачки		Долеритовые базальты верхней пач- ки	Долеритовые базальты При- ереванского района
			основа- ние	средняя часть		
Плотност- ные	удельный вес, δ , г/см ³	1	2,870	2,856	2,936	2,932
		2	0,85	1,26	2,7	0,78
	объемный вес, ρ , г/см ³	1	2,770	2,804	2,622	2,596
		2	0,90	2,54	1,95	2,2
Емкост- ные	общая порис- тость, m , %	1	3,57	8,77	10,76	11,46
		2	34	27	22	16
	эффективная пористость, m , %	1	0,97	6,63	8,16	10,69
		2	70	65	56	22
Тепловые	теплопроводность $\lambda \cdot 10^{-3}$ кал см сек град	1	4,35	3,62	3,72	4,36
		2	7	22	28	6
	температуропро- водность $Q \cdot 10^{-3}$, см ² /сек	1	6,91	6,15	6,39	7,1
		2	5	13	14	3
	теплоемкость C , кал г град	1	0,228	0,228	0,225	0,236
		2	9	20	12	7
Упругие	модуль Юнга $E \cdot 10^{11}$ дин/см ²	1	7,57	5,62	5,69	5,74
		2	4,1	12	12	5,8
	модуль объемного сжатия $K \cdot 10^{11}$ дин/см ²	1	5,53	3,87	4,00	4,41
		2	6,2	17	17	5,7
	модуль сдвига $G \cdot 10^{11}$ дин/см ²	1	2,98	2,24	2,26	2,25
		2	4,3	13	11	4,9
	коэффициент Пуас- сона, ν	1	0,271	0,256	0,261	0,282
		2	4,4	9	9,2	3,2
	скорость продоль- ных волн, V_p км/сек	1	5,85	5,10	5,16	5,35
		2	2,2	5,7	6,2	2,1
	скорость поперечн- ных волн, V_s км/сек	1	3,28	2,91	2,93	2,85
		2	2,2	5,8	5,2	2,5

Примечание: 1 - среднее значение параметра; 2 - коэффициент вариации значений параметра (в %).

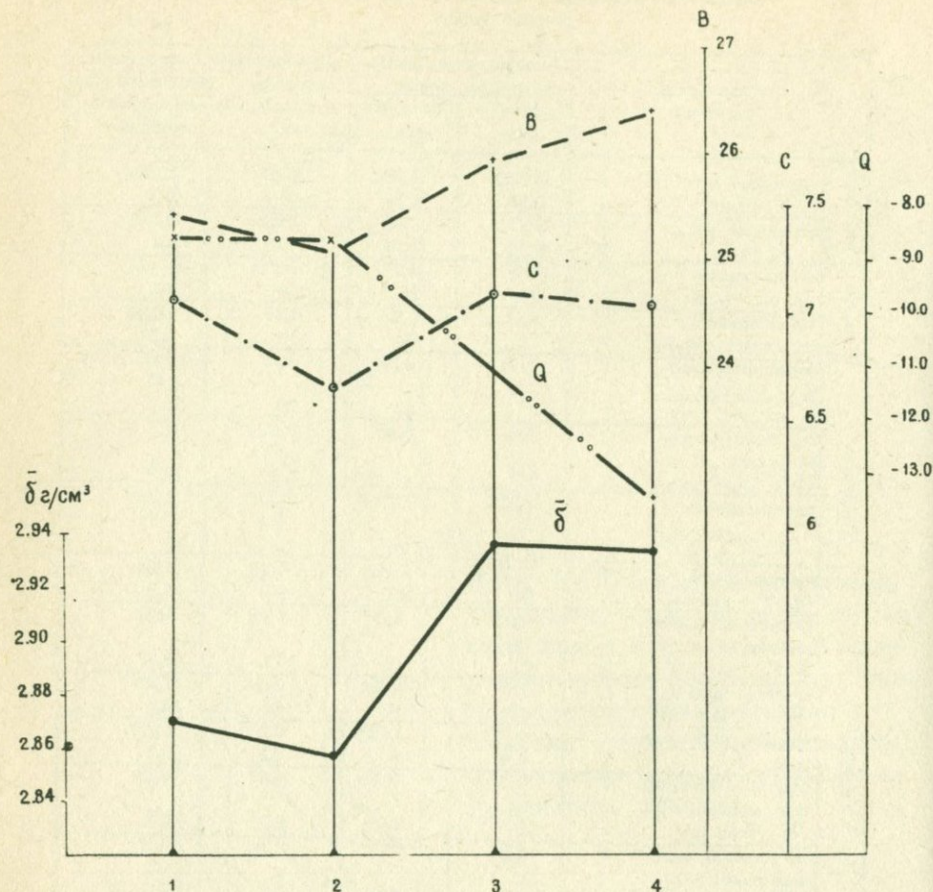


Рис. 11. Изменение средних значений удельного веса лав лори-ахурянской толщи при изменении числовых характеристик А. Н. Заварицкого. 1 - базальты; 2 - "нижние" долеритовые базальты; 3 - "верхние" долеритовые базальты; 4 - долеритовые базальты Приереванского района.

мой (рис. 11). Характер кривой изменения средних значений удельного веса почти полностью соответствует изменению числовой характеристики C так как плагиоклаз является преобладающей компонентной в составе рассмотренных пород. Увели-

чение числовой характеристики b и уменьшение числовой характеристики Q характеризующей появление в данном случае оливина, приводит к увеличению удельного веса.

Сопоставление средних значений удельных весов долеритовых базальтов основания "нижней" пачки, характеризующихся интерсертальной структурой, и базальтов из средней части пачки с микроофитовой структурой показало, что влияние степени кристалличности на удельный вес изученных пород очень слабое. В то же время, по данным Ф. Берча (89), удельный вес изверженных пород и отвечающих им по составу искусственных стекол различается довольно существенно. В частности, различие между удельными весами оливинового долерита Кли-Хиллс ($\delta = 2,889 \text{ г/см}^3$) и сплавленного из него стекла ($\delta = 2,775 \text{ г/см}^3$) составляет 3,95%, а для долерита Паулет-Рег ($\delta = 2,800 \text{ г/см}^3$) и сплавленного из него стекла ($\delta = 2,640 \text{ г/см}^3$) - 5,71%. Для рассматриваемых пород различие удельных весов базальтов основания и средней части "нижней" пачки находится в соответствии с вариациями их состава. Этот факт обусловлен, вероятно, тем обстоятельством, что основная масса базальтов основания пачки представлена криптокристаллическими агрегатами, где наряду с полупрозрачным стеклом присутствует и кристаллическая фаза в виде зародышей микролитов плагиоклаза и рудного минерала, т. е. мы имеем дело с образованиями, которые, хотя и находятся на рубеже аморфного и кристаллического состояния, но все же стоят ближе к последним. Изменение химизма в сторону обогащения железом при постоянстве или слабом уменьшении концентрации SiO_2 в процессе излияний сопровождается увеличением удельного веса пород. В целом, вариабельность рассматриваемого параметра внутри отдельных петрографических разновидностей изученных пород невелика, а значения коэффициентов вариации не превышает 2,7%.

Общая (m_0) и эффективная (m_g) пористость изменяется от $m_0 = 3,57\%$ и $m_g = 0,97\%$ для базальтов основания "нижней" пачки до $m_0 = 11,46\%$ и $m_g = 10,69\%$ для долеритовых базальтов Приереванского района (табл. 12), т.е. колеблется в значительных пределах, что обусловлено особенностями их формирования. Действительно, общей отличительной чертой продуктов новейшего вулканизма является явно выраженная текстурно-структурная неоднородность строения лавовых потоков и покровов, которая варьирует в зави-

симости от состава, мощности и условий остывания. В частности, при быстром остывании лав и значительном количестве газов образуются пористые текстуры.

Изучение типов и природы пористости, возникающей в кристаллизующемся лавовом потоке, показало (109 и др.), что на границе воздуха и подстилающего субстрата, являющейся поверхностью охлаждения, протекают процессы, которые определяют характер пористости в расслаивающемся потоке. В зависимости от физических условий застывания пузыристость лав может быть связана как с эндогенными, так и экзогенными процессами. В первом случае она вызывается статическим расширением растворенных в лаве газов и сопровождается адиабатическим охлаждением системы газ — расплав. Во втором случае пузыристость лав может вызываться окклюдируемыми расплавом газами атмосферы, которые при некоторых благоприятных условиях способны вызывать перегрев лавы и образование своеобразных полостей с явными признаками рефузии и окисления. Этот процесс осуществляется как в верхней, так и нижней частях потока. Обычно в лавах базальтовых и андезито-базальтовых потоков обнаруживается четко выраженная зональность, которая связана с изменением структурно-текстурных признаков лавового материала. Выделяют (46) следующие зоны: нижняя зона пузыристых лав, средняя зона массивных лав и верхняя зона пузыристых, часто шлаковых лав. В потоках малой мощности эти зоны зачастую сливаются, и весь поток имеет пузыристое строение.

В табл. 13 приведены средние значения общей пористости для долеритовых базальтов лори-ахурянской толщи, опробованных из различных морфологических элементов: нижней, средней и верхней частей потока. Из приведенных данных следует, что общая пористость лав верхней и нижней частей потоков имеет близкие значения, но резко отличается от средней части потока, что хорошо согласуется с указанной зональностью. Эта особенность отчасти сохраняется и в палеотипных аналогах базальтовых пород (45).

Для пород лори-ахурянской толщи наблюдается последовательное увеличение общей и эффективной пористости при переходе от базальтов основания к средней части "нижней" и "верхней" пачки (табл. 12).

Объемный вес γ_3 рассматриваемых пород изменяется от 2,372 до 2,819 г/см³.

Долеритовые базальты, открывающие разрез лори-ахурянской толщи, характеризуются наиболее высокими значениями объемного веса ($\bar{\rho} = 2,77 \text{ г/см}^3$). Базальты средней части "нижней" и "верхней" пачки имеют несколько меньший объемный вес и различаются между собой незначительно. Различия в объемном весе, обусловленные составом, почти полностью нивелируются за счет пористости, увеличение которой приводит к снижению объемного веса. В общем изменение объемного веса происходит в соответствии с расслаиванием лавовых потоков толщи по текстурным особенностям по схеме: пузыристые лавы - плотные лавы - пузыристые лавы (табл. 13).

Между общей пористостью и объемным весом обнаруживается весьма тесная отрицательная корреляционная зависимость ($r = -0,90$), которая может быть представлена линейным регрессионным уравнением вида $m_0 = -33,65 \bar{\rho} + 97,48 / \pm 3,55\%$.

Упругие свойства. Как следует из имеющихся данных (табл. 12), средние значения скоростей упругих волн и упругих модулей пород лори-ахурянской толщи варьируют довольно широко. Наибольшие значения скоростей продольных ($v_p = 5,85 \text{ км/сек}$) и поперечных ($v_s = 3,28 \text{ км/сек}$) волн, модулей Юнга, объемного сжатия и сдвига свойственны долеритовым базальтам основания "нижней" пачки, которые характеризуются массивной текстурой и наименьшими значениями общей и эффективной пористости (табл. 12).

Пористость является одним из важнейших факторов, обуславливающим значительные вариации упругих свойств. Между ними устанавливается довольно тесная корреляционная зависимость (табл. 15). Однако для скоростей поперечных волн значение коэффициента корреляции значительно снижается ($r = -0,48$). Это, видимо, вызвано различным характером влияния на рассматриваемые параметры форм и типов пористости и других факторов (9).

Из данных, приведенных в табл. 12, отчетливо видны различия в скоростях упругих волн и модулей упругости "нижних" и "верхних" долеритовых базальтов и долеритовых базальтов Приереванского района. Увеличение скорости продольных и поперечных волн и модулей упругости наблюдается от "нижних" и "верхних" долеритовых базальтов к долеритовым базальтам Приереванского района, несмотря на увеличение в том же направлении общей и эффективной пористости. Этот факт объяс-

Таблица 13

Удельный и объемный вес, общая пористость долеритовых базальтов из разных морфологических элементов потоков лав лори-ахурянской толщи

Морфологический элемент потока	Средние значения		
	удельного веса, г/см ³	объемного веса, г/см ³	общей пористости, %
Нижняя часть потока	2,84	2,27	20
Средняя часть потока	2,86	2,53	11,5
Верхняя часть потока	2,86	2,29	19,6

Таблица 14

Зависимость скоростей упругих волн в долеритовом базальте от направления прозвучивания

Направление прозвучивания	Скорости, км/сек		Ориентировка
	V_P	V_S	
I	6,02	3,32	Произвольная (направления взаимно перпендикулярные)
II	6,05	3,36	
III	5,92	3,28	

няется влиянием состава пород. Нетрудно заметить (рис. 11), что относительно "нижних" и "верхних" долеритовых базальтов лори-ахурянской толщи для долеритовых базальтов Приерванского района наблюдается увеличение числовой характеристики γ и уменьшение Q а также возрастание процентного содержания оливина (рис. 10). Это подтверждается и результатами множественного регрессивного анализа связей упругих свойств, общей пористости и удельного веса лав толщ. Они в значительной мере отражают влияние состава пород на упругие свойства. Оценку влияния общей пористости и удельного веса на упругие свойства изученных пород можно произвести по значениям коэффициентов "долевого" участия (β_i в суммарном воздействии на эти характеристики каждого параметра. Вычисленные значения коэффициентов β_i соответственно равны:

для модуля Юнга $(\lg E) - \beta_{\lg m_0} = 0,06$ и $\beta_\delta = 0,04$;
 для модуля объемного сжатия $(\lg K) - \beta_{\lg m_0} = 0,08$ и $\beta_\delta = 0,05$;
 для модуля сдвига $(\lg G) - \beta_{\lg m_0} = 0,07$ и $\beta_\delta = 0,04$;
 для скоростей продольных волн $(\lg V_p) - \beta_{\lg m_0} = 0,03$ и $\beta_\delta = 0,02$.
 Из сопоставления найденных коэффициентов β_1 следует,

Таблица 15

Оценка количественных связей параметров физических свойств
 для долеритовых базальтов лори-ахурянской толщи

Уравнения регрессии	Коэффициент корреляции	Доверительные пределы прогнозируемых значений при 5%-ном уровне значимости
<u>Упругие, тепловые свойства - объемный вес</u>		
$E = 71,06 - 127,45$	0,72	$\pm 13 \cdot 10^{10}$ дин/см ²
$K = 63,46 - 124,40$	0,76	$\pm 11 \cdot 10^{10}$ дин/см ²
$G = 31 - 58,01$	0,72	$\pm 4 \cdot 10^{10}$ дин/см
$V_p = 2,66 - 1,69$	0,70	$\pm 0,2$ км/сек
$V_s = 1,63 - 1,32$	0,71	$\pm 0,2$ " "
$\lambda = 0,22 - 3,32$	0,41	$\pm 1,8 \cdot 10^{-3}$ $\frac{\text{кал}}{\text{см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}}$
$\lambda = 0,7 + 0,19$	0,49	$\pm 1,7 \cdot 10^{-3}$ " "
$\lambda = 0,85 + 0,14$	0,36	$\pm 1,8 \cdot 10^{-3}$ " "
<u>Упругие свойства - общая пористость</u>		
$\lg E = -0,2 \lg m_0 + 11,96$	-0,79	$\pm 0,07$ дин/см ²
$\lg K = -0,22 \lg m_0 + 11,84$	-0,75	$\pm 0,09$ дин/см ²
$\lg G = -0,19 \lg m_0 + 11,55$	-0,77	$\pm 0,08$ дин/см
$\lg V_p = -0,07 \lg m_0 + 0,79$	-0,69	$\pm 0,04$ км/сек
$\lg V_s = -0,05 \lg m_0 + 0,52$	-0,48	$\pm 0,04$ км/сек
<u>Упругие свойства - общая пористость - удельный вес</u> (множественные связи)		
$\lg E = (-0,244 \lg m_0 + 0,745 + 9,84)$	0,80	$\pm 0,06$ дин/см ²
$\lg G = (-0,284 \lg m_0 + 0,785 + 9,37)$	0,82	$\pm 0,07$ дин/см ²
$\lg K = (-0,322 \lg m_0 + 0,985 + 9,07)$	0,79	$\pm 0,77$ дин/см
$\lg V_p = (-0,11 \lg m_0 + 0,355 - 0,2)$	0,70	$\pm 0,03$ км/сек

что влияние общей пористости на упругие свойства в 1,5-1,75 раза выше, чем удельного веса.

В долеритовых базальтах основания "нижней" пачки отчетливо отмечается анизотропия продольных и поперечных волн (табл. 14), что определяется текстурными особенностями этих пород. Исследуемые долеритовые базальты имеют интерсертальную структуру и массивную текстуру с характерной слабо проявленной директивностью за счет четко выраженной субпараллельной ориентировки зерен плагиоклаза с отклонением от преимущественного направления не более: чем на $15-20^{\circ}$ в обе стороны. Зерна кристаллов плагиоклаза образуют длинные узкие лейсты, вытянутые по 001 с хорошо развитыми гранями 010. Таким образом, наблюдаемое преимущественное расположение кристаллографических элементов в частично ориентированных кристаллах плагиоклазов отчетливо устанавливается по изменению скоростей продольных и поперечных волн в трех взаимно перпендикулярных направлениях. Коэффициент анизотропии, выраженный по способу, предложенному (86), составляет для продольных волн 4,3%, а для поперечных - 1,6%. При этом приблизительно выполняется соотношение $V_{PI} \approx V_{PI}^* V_{PII}$ свидетельствующее о том, что эти породы в первом приближении можно отнести к классу поперечно-изотропных сред (9).

Тепловые свойства исследуемых пород приведены в табл. 12.

При переходе от "нижних" к "верхним" долеритовым базальтам и долеритовым базальтам Приереванского района несколько неожиданным является увеличение тепло- и температуропроводности, несмотря на увеличение в том же направлении общей и эффективной пористости. Кроме того, средние значения тепло- и температуропроводности долеритовых базальтов основания "нижней" пачки лори-ахурянской толщи и долеритовых базальтов Приереванского района оказались близкими, несмотря на довольно высокую общую ($m_0 = 11,46\%$) и эффективную ($m_g = 10,69\%$) пористость последних.

Отмеченные особенности обусловлены влиянием состава и структуры изученных пород. Нетрудно заметить (рис. 11), что при переходе от "нижних" к "верхним" долеритовым базальтам и долеритовым базальтам Приереванского района наблюдается увеличение числовой характеристики b и уменьшение числовой характеристики Q , а также увеличивается

процентное содержание оливина (форстерита, теплопроводность которого $\lambda = 12,32 \cdot 10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см. сек. град}}$) и уменьшается содержание плагиоклаза ($\lambda = 4,01 - 5,53 \cdot 10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см. сек. град}}$).

Уравнение регрессии между теплопроводностью () и общей пористостью имеет следующий вид:

$$\lambda = (-0,044 m_0 + 4,39) \pm 1,83 \cdot 10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см сек град}}.$$

При учете удельного веса значение множественного коэффициента корреляции возрастает ($R = 0,46$). Это уравнение регрессии имеет вид

$$\lambda = (-0,077 m_0 + 4,64 \delta - 8,86) \pm 0,96 \cdot 10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см. сек. град.}}$$

Коэффициенты "долевого участия" β_i оказались равными

$\beta_{m_0} = 0,32$ и $\beta_{\delta} = 0,23$. Таким образом, можно заключить, что влияние общей пористости на теплопроводность пород больше, чем влияние удельного веса.

Теплоемкость изученных пород почти не различается в средних значениях и лишь несколько возрастает для долеритовых базальтов Приереванского района ($\bar{c} = 0,236 \frac{\text{кал}}{\text{г. град.}}$).

Магнитные свойства. Породы лори-ахурянской толщи достаточно дифференцированы по своим магнитным характеристикам (табл. 16).

Минимальными значениями индуктивных параметров (α , I_s) характеризуются долеритовые базальты основания "нижней" пачки. Долеритовые базальты средней части "нижней" и "верхней" пачек толщи обладают относительно большими значениями магнитной восприимчивости (α) и намагниченности насыщения (I_s). Среднее значение α самых магнитных среди рассматриваемых пород долеритов Приереванского района равно $1120 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

По термомагнитным характеристикам базальты могут быть разделены на две группы. Долеритовые базальты "нижней" пачки лори-ахурянской толщи и в основании, и в средней части пачки обладают низкими точками Кюри (θ_k), в среднем равными 180°C . Измерительный нагрев этих образцов до 600°C ведет к необратимым изменениям ферромагнитных минералов, о чем свидетельствует несовпадение кривых $I_s - T$ снятых при нагреве и охлаждении препаратов. Отношение намагниченности насыщения при комнатной температуре образца, испытывав-

Магнитные свойства долеритовых базальтов лори-ахурянской толщи

Вулканыты	Пара-метр	Особенности распределения				Характеристика результатов термомаг-нитного анализа
		Пределы изме-нения	Среднее	Мода	Козф-фициент вари-ации, %	
Долеритовые базаль-ты основания ниж-ней пачки	α	0,075-0,215	0,14	0,15	38	Наиболее уверенный результат получен для обр. 617 методом изучения температурного хода на термомагнитометре К. С. Буракова: $\theta_k = 180^\circ$. Измерительные нагревы до 800°C вызывают необ-тимые изменения: $\frac{I_{rs}}{I_{so}} = 3,5$ $\delta m = 4,2$
	Jn	1,587-32,521	7,46	2,8	115	
	Qm	27,7-1152,1	173,4	70,8	180	
	Is	0,12-0,27	0,18	0,185	24	
	Irs	28-130,8	66,1	55;112	54	
	β	0,17-0,71	0,37	0,2;0,6	52	
	α	263,3-733,0	449,6	300;550	36	
	Hcs	101-656	347	150;400*	54	
Долеритовые базальты средней части нижней пачки	α	0,309-1,400	0,77	0,6	41	Кривые Is-T практически однофазные со зна-чениями $\theta_k = 160; 170; 190; 190^\circ\text{C}$. Нагрев до 800°C на воздухе вызывает необратимые превра-щения: $\delta m = 1,7 + 2,37$. Нагревы до 200°C не ска-зываются на кривой Is-T
	Jn	0,602-47,455	6,26	2,3	208	
	Qm	1,26-218,54	25,5	5,5	239	
	Is	0,34-0,55	0,43	0,40	18	
	Irs	61,6-172,9	115,8	97;147*	29	
	β	0,14-0,43	0,26	0,2	44	
	α	58,1-294,0	169,6	170	45	
	Hcs	77 - 88	82		7	
Долеритовые базальты средней части нижней пачки	α	0,6 - 1,3	0,82	0,7	32	Кривая Is-T по форме сходна с таковой для стехиометрического магнетита (тип Q); $\theta_k = 555^\circ\text{C}$; $\delta m = 0,92 + 0,97$. После гомогенизации "с откачкой" $\theta_k = 500^\circ\text{C}$; $\delta m = 1,04$. Для об-разца гомогенизированного в герметичной ам-пуле, кривая Is-T вогнута, многофазная: $\theta_k = 400$; $\delta m = 1,0$. Гомогенизация в гелии привела к "потере маг-нитных свойств"; $\delta m = 1,35$.
	Jn	2,80-17,12	8,4	3,5;14,1*	66	
	Qm	8,0-30,4	23,8	16,0	67	
	Is	0,74 - 1,26	0,93	0,75	26	
	Irs	134,7 - 303,0	298	232;360*	29	
	β	0,17 - 0,48	0,31	0,32	32	
	α	207,2 - 596,6	376,7	257	33	
	Hcs	289 - 499	434,1	465	15	
Долеритовые базальты верхней пачки	α	0,6 - 2,0	0,85	0,75	48	Кривая Is-T типа Q; $\theta_k = 560^\circ\text{C}$ $\delta m = 0,91$. После гомогенизации "с откачкой" появилась фаза с $\theta_k = 125^\circ\text{C}$, однако главная магнитная фаза имеет $\theta_k = 550^\circ\text{C}$ $\delta m = 1,05$. Гомогенизация в атмосфере гелия приводит к "потере магнит-ных свойств", $\delta m = 2,72$.
	Jn	0,4 - 6,19	3,51	3,5;14,1*	44	
	Qm	0,5 - 22,1	11,0	16,0	48	
	Is	0,65 - 0,77	0,73	0,73	10	
	Irs	132,2 - 313,5	168	155	48	
	α	177,2 - 48,2	232	220	54	
	β	0,19 - 0,29	0,23	0,23	20	
	Hcs	130 - 569	445		29	
Долериты Приереван-ского района	α	0,76 - 1,44	1,12	1,72	15	Характерны 2 типа термомагнитных кривых: 1) тип Q с $\theta_k = 550^\circ + 575^\circ\text{C}$; 2) вогнутые кри-вые, отражающие широкий спектр ферромагнит-ных минералов с θ_k от 100°C до 550°C , их $\delta m = 0,87$. Гомогенизация с откачкой несколько уменьшает θ_k , гомогенизация в инертных га-зах ведет к "потере магнитных свойств"; $\delta m = 1,3 + 3,13$.
	Jn	1,50-6,97	3,75	4,5	48	
	Qm	3,0 - 15,8	7,9	6,3	49	
	Is	0,56 - 1,36	0,96	0,6;1,2*	29	
	Irs	115,5 - 332	205	140;290	48	
	β	0,12 - 0,44	0,26	0,27	4638	
	α	107,8 - 332	218	282	38	
	Hcs	201 - 627	445	550	30	

Принятые обозначения:

 α - магнитная восприимчивость в 10^{-3} ед. СГС;Jn - естественная остаточная намагниченность в 10^{-3} ед. СГС;Qm - фактор Qm в ед. $Qm = \frac{Jn}{H}$, где H - вертикальная составляющая напряженности магнитного поля Земли в месте исследования образцов /г.Киев/

Is - намагниченность насыщения в гс/г;

Irs - остаточная намагниченность насыщения в 10^{-3} ед. СГС;

Hcs - разрушающее поле остаточной намагниченности насыщения в эрстедах;

 θ_k - точка Кюри, ($^\circ\text{C}$), $\alpha = \frac{Irs}{\alpha}$ (ед.); $\beta = \frac{Irs}{\beta}$ (ед.); $\delta m = \frac{Ist}{Iso}$; где Ist - намагниченность насыщения образца, испытывшего нагрев до 800° на воздухе, измеренная при комнатной температуре; Iso - намагниченность насыщения образца до нагрева;* бимодальное распределение параметра; "потеря магнитных свойств" - значительное уменьшение Is ($< 0,17 \frac{\text{гс} \cdot \text{см}^3}{\text{г}}$)

Титаномагнетит верхних долеритов и долеритов Приереванского района образует зерна существенно большего размера с лучшей огранкой. Вместе с тем, для "верхних" долеритов отмечается очень четкая гетерогенность зерен рудного минерала, вызванная разрушенным состоянием твердого раствора. Именно таким обликом этих зерен, когда главной магнитной фазой является слабтитанистый титаномагнетит как конечный продукт высокотемпературного окисления, следует объяснять особенности термомагнитной характеристики верхних долеритов. Интенсивность проявления процессов окисления, очевидно, изменяется от образца к образцу, и не исключено, что в составе продуктов окисления некоторых образцов присутствуют также ферромагнитные гематиты, чем можно, в частности, объяснить природу "прямолинейных графиков" $I_s - T$.

Характерной особенностью долеритов Приереванского района является оптически гомогенный облик рудного. Вместе с тем, наряду с кривыми типа Q с $\theta_k = 570^\circ$, встречены "прямолинейные" графики $I_s - T$.

Близость химического состава изученных разностей побуждает искать причины различий их магнитных свойств в особенностях поверхностной кристаллизации лав и глубинной предистории магмы. Совместный анализ облика рудных минералов и магнитных характеристик убеждает в том, что определяющее влияние на формирование вулканитов с разной магнитной характеристикой имеют условия поверхностной кристаллизации расплава — морфология потока, скорость остывания, характер внешней среды. Так, отсутствие следов высокотемпературного окисления титаномагнетита в долеритовых базальтах "нижней" пачки лори-ахурянской толщи вызвано, по всей вероятности, очень быстрой кристаллизацией расплава. Об этом же свидетельствует и дендритообразная форма титаномагнетитов. А если скорость охлаждения лавы превышает скорость окисления титаномагнетита, то структура твердого раствора сохраняется (77). Уцелевшие таким образом первичные титаномагнетиты при низких температурах, однако, испытали однофазное окисление с образованием титаномагнетита, о чем говорит их неустойчивость к температурным воздействиям.

Что же касается причин быстрой кристаллизации лав, то они, вероятно, были различными. Так, лавы некоторых потоков базальтов основания "нижней" пачки застывали в условиях водной среды, образуя подушечную отдельность. В этом,

в частности, находит свое объяснение некоторое сходство их магнитных характеристик с магнитными свойствами базальтов ложа Мирового океана (111). Что же касается долеритов средней части "нижней" пачки, опробованных по р. Дебед, то определяющую роль в предохранении от высокотемпературного субсолидусного окисления титаномagnetитов сыграла относительно малая мощность потока. Этот фактор исключил также ряд процессов, приводящих обычно к повышению летучести кислорода (дифференциальная миграция водорода, обогащение летучими центральными частями потоков). В тех потоках, где упомянутые процессы, вероятно, имели место, дендритообразные зерна титаномagnetита все же подвержены окислению ("нижние" долериты, опробованные у г. Степанавана).

Для "верхних" долеритов характерны более спокойные условия кристаллизации, более крупные идиоморфные зерна титаномagnetита, подвергнутые интенсивному высокотемпературному окислению.

Несмотря на различный характер последующих изменений, следует думать, что состав первичного magnetита (по терминологии Д. М. Печерского (77) базальтов лори-ахурянской толщи был однотипным. В частности, о высокой титанистости титаномagnetитов верхних долеритов косвенно свидетельствует относительно низкая величина намагниченности насыщения при высокой концентрации зерен титаномagnetита. О высокой титанистости титаномagnetитов для всей лори-ахурянской толщи свидетельствуют и данные А. А. Адамян (2). Судя по точкам Кюри образцов долеритовых базальтов "нижней" пачки, этот минерал должен содержать, по меньшей мере, 64 мол. % ульвошпинелевого компонента (38). Сосуществующий ильменит позволяет рассматривать кристаллизующиеся базальтоиды лори-ахурянской толщи в качестве буферированных по fO_2 систем. Это дает возможность оценить температуру и летучесть кислорода, при которой кристаллизовались титаномagnetиты по диаграмме Линдсли. Отсутствие данных о составе ильменита лишает нас возможности решить эту задачу в общем виде. Однако, если допустить, что состав этого минерала в первом приближении равен наиболее характерному для базальтоидов $(0,9 \text{ FeTiO}_3 \cdot 0,1 \text{ Fe}_2\text{O}_3)$, то получим $T = 1050^\circ\text{C}$; $fO_2 = 10^{-10.2}$ атм.

Воспользовавшись для анализа полученного материала методикой оценки глубины последнего равновесного состояния магмы по составу титаномagnetитов, можно прийти к выво-

ду, что магмопитающий резервуар пород базальтовой формации располагался на глубине 55 км. Учитывая, что определение точек Кюри первичных титаномагнетитов производилось по образцам, испытывавшим низкотемпературное однофазное окисление, полученные числовые значения термодинамических параметров являются пороговыми величинами, а именно — определена максимально возможная температура образования титаномагнетитов и минимально возможная летучесть кислорода и глубина очага. Представляет интерес сравнение физических свойств долеритобазальтовых пород Армении с вулканическими породами других районов (табл. 17). Объемный вес, скорости упругих волн, теплопроводность изученных долеритовых базальтов Армении более всего приближаются к базальтам рифтовых зон. Это подтверждается и сопоставлением данных магнитного анализа исследуемых пород.

Таким образом, исследованные породы долерито-базальтовой парагенетической ассоциации Западной вулканической зоны Армении являются характерными представителями недифференцированных базальтов мантийного происхождения. Их характерными особенностями являются значительная однородность химического состава и физических свойств (удельного веса, теплоемкости), щелочной характер расплавов при низком содержании (менее 1%) калия, повышенная глиноземистость, некоторое обогащение редкими примесными элементами (Mo, Zr, Sn) при пониженном содержании магния и связанных с ним Cr, Ni, Co высокая титанистость рудного минерала. Полученные данные свидетельствуют в пользу формирования изученных долеритовых базальтов в результате частичного плавления верхней мантии на глубинах порядка 50–55 км.

3. Петрогеохимические особенности андезито-базальт андезит — андезито-дацит — дацитовой ассоциации

Петрогеохимические особенности андезито-базальт-дацитовой ассоциации вулканитов Западной вулканической зоны Армении нами рассматриваются, главным образом, на основании изучения вулканических пород Кечутской свиты (рис. 12).

Породы свиты характеризуются порфировой структурой с большим или меньшим количеством стекла в основной массе. Структуры последней меняются от микродолеритовой в наиболее основных членах разреза (главным образом, в нижней пачке двупироксеновых лав) через пилотакситовую и микролитовую (в андезитах), гиалопилитовую (в амфиболовых анде-

Таблица 17

Физические характеристики базальтов различных регионов

Место отбора	Удельный вес, δ , г/см ³	Объёмный вес ρ , г/см ³	Скорость про- дольных волн V_p , км/сек	Скорость по- перечных волн км/сек	Температуропро- водность $\frac{\text{кал}}{10^{-3} \text{ см}^2 \cdot \text{сек} \cdot \text{град}}$	Теплоем- кость C , $\frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot \text{град}}$	Источник
	Пределы колебаний						
Рифтовая зона Ин- дийского океана	-	-	5,60 - 6,900	-	4,0 - 4,7	0,21 - 0,23	Петрова, Печерский, 1970 - "
Острова Индийско- го океана	-	-	4,50 - 6,20	-	3,7 - 4,6	0,22 - 0,24	
Океанические ба- зальты плотной текстуры	-	$\frac{2,925}{2,90 - 2,95}$	$\frac{6,02}{6,0 - 6,05}$	$\frac{3,31}{3,26 - 3,37}$	-	-	Бондаренко, Галдин, 1972
Сибирская платфор- ма (долериты) плот- ной текстуры	-	$\frac{2,95}{2,90 - 3,00}$	$\frac{6,42}{2,28 - 6,50}$	$\frac{3,51}{3,40 - 3,58}$	-	-	- "
Индия (Деканские траппы)	-	$\frac{2,81}{2,6 - 3,0}$	$\frac{6,64}{6,3 - 7,2}$	$\frac{3,1}{2,8 - 3,5}$	-	-	Балакришна, 1966
Дальний Восток	$\frac{2,89}{2,82 - 2,85}$	$\frac{2,45}{1,65 - 2,96}$	-	-	-	-	Дортман и др., 1964

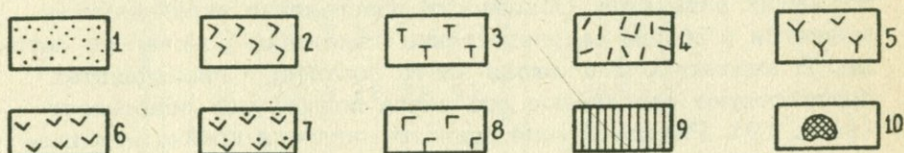
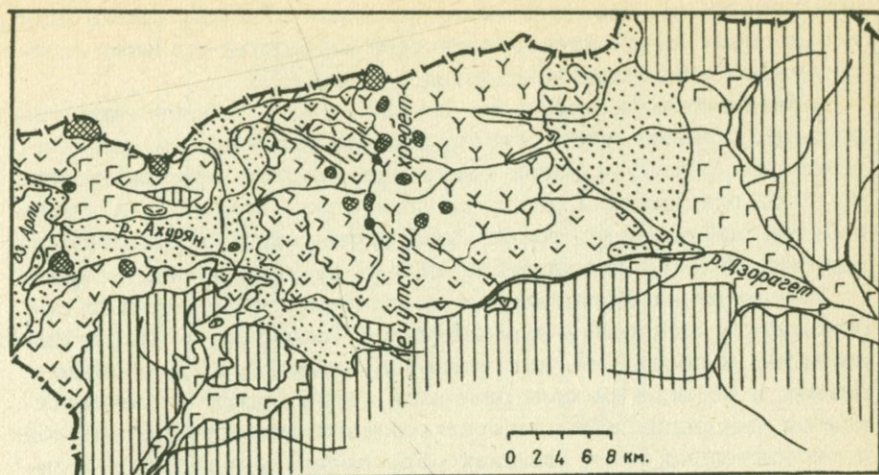


Рис. 12. Геологическая карта северо-западной части Армянской ССР (бассейны р.р. Ахурия и Дзорагет). Составил Э.Х.Харазян. 1. Современные аллювиально-делювиальные, пролювиальные отложения; 2 - темные андезито-базальты и андезиты (Q_2^3); 3 - туфы ереван-ленинканского типа (Q_2^1); Кечутская свита ($Q_1 - Q_2^1$); 4 - гиалодациты; 5 - роговообманковые андезито-дациты; 6 - кварцсодержащие андезиты; 7 - двупироксеновые андезито-базальты и андезиты; Лори-Ахурянская толща (N_2^3); 8 - долеритовые базальты (нижние и верхние) и междолеритовые андезито-базальты; 9 - различные породы донеогенового основания ($K_1 - f_2^3$); 10 - вулканические центры.

зито-дацитах) и гиалиновую (в гиалодацитах) до кристалло-витропорфировой и кристаллокластической в туфах ереван-ленинканского типа. Количественно-минералогический состав пород кечутской свиты приведен в табл. 18, 19, 20.

Для всей рассматриваемой серии пород характерен следующий набор темноцветных минералов: ромбический и моноклин-

ный пироксены, базальтическая роговая обманка; кроме того, в основании пачки двупироксеновых андезитов-базальтов присутствуют единичные кристаллы оливина.

Примечательно изменение парагенезисов вкрапленников по разрезу. Оливин присутствует, как уже отмечалось, лишь в основании свиты; в низах свиты преобладают ортопироксены, по мере продвижения вверх их доля резко падает, и в гиалоцитах наблюдаются только клинопироксены; базальтическая роговая обманка фиксируется лишь в верхних членах разреза.

Несмотря на значительные колебания в содержании и соотношениях минералов-вкрапленников (особенно темноцветных), характер и состав их, как видно из табл. 19, 20, довольно близок и во всей рассматриваемой серии пород. Отмечается слабая тенденция к увеличению железистости ортопироксенов в относительно более поздних образованиях, некоторое отличие оптических характеристик клинопироксенов для кварцсодержащих андезитов. Основность плагиоклаза вкрапленников меняется в общем соответственно изменению основности породы. В андезитах плагиоклаз часто зонален; в гиалоцитах присутствуют реликтовые его зерна повышенной основности (табл. 19). Распределение рудного минерала крайне неравномерно, его количество резко возрастает в породах с сильно опацизированной роговой обманкой. С. Р. Тейлор (92) отсутствие значительных концентраций магнетита и других рудных минералов считает отличительной особенностью известково-щелочных серий.

Последовательность кристаллизации минералов-вкрапленников представляется следующей: оливин - ортопироксен - рудный минерал (I) - плагиоклаз, клинопироксен - амфибол - рудный минерал (II) - основная масса. Состав основной массы значительно варьирует. В зависимости от общего химизма пород в ней наряду с микролитами плагиоклаза присутствует то или иное количество клинопироксена, рудного минерала и стекла.

Необходимо отметить наблюдаемое несоответствие модального и нормативного составов минералов (табл. 18), что, по мнению С. И. Набоко (66), свойственно вообще известково-щелочным лавам: минералы вкрапленников по сравнению с нормативом резко обогащаются тугоплавкой фазой - плагиоклазы - кальцием, клинопироксены - кальцием и магнием.

Пересчет на нормативный состав дает для всех пород исследуемой серии характерный минеральный парагенезис - пи-

Таблица 18

Минералогический состав пород андезито-базальт-дацитовая ассоциация

Порода	Выборка	Минеральный состав								Нормативный состав													Сум- ма	
		Вкрапленники							Основ- ная масса	Ap	Il	Mt	Or	Ab	An	Di			Hy		Q	C		
		P1	Opх	Cpx	Hb	Qксен	Обл.	Mt								Wo	En	Fs	En	Fs				
I	1	-	0,65	0,30	-	-	-	5,04	94,01	1,00	1,53	7,44	7,84	33,77	25,43	6,33	5,22	0,30	8,54	0,54	2,05			99,99
	2	-	0,16	0,99	-	-	-	0,14	98,71	0,70	1,37	3,22	15,09	32,70	18,21	5,13	2,92	2,01	4,53	3,32	10,81			100,01
II	3	3,93	0,20	1,01	0,42	1,50	-	0,17	92,77	0,68	1,39	2,55	15,91	32,03	19,89	2,35	1,43	0,82	6,53	3,47	13,06			100,01
III	4	3,94	0,31	0,76	2,39	-	-	0,38	90,22	0,37	0,82	3,25	13,88	31,87	24,72	-	-	-	5,74	1,84	16,69	0,77		99,45
	5	9,97	0,99	1,03	3,04	-	-	1,71	83,26	1,36	1,54	5,36	14,07	34,51	22,47	-	-	-	5,97	0,10	14,87			100,05
IV	6	9,24	0,46	0,37	-	-	4,68	0,63	84,62	0,51	1,39	1,43	22,83	41,88	10,85	2,87	2,46	-	1,84	-	11,98	Hm (1,94)		99,98
	7	5,70	0,15	0,27	-	-	1,34	0,57	91,97	0,50	1,35	5,05	22,08	39,40	11,29	1,49	0,70	0,79	2,97	2,87	11,89			100,1
V	8	2,14	-	0,26	0,66	-	-	0,76	96,18	0,76	1,37	2,11	17,85	35,20	16,75	0,90	0,50	0,40	3,61	3,41	17,25			100,02
	9	0,98	-	0,20	0,29	-	-	0,34	98,19	0,34	0,30	1,87	20,24	37,14	13,56	0,35	0,20	0,13	2,33	3,04	20,54			100,04
	10	14,98	0,91	4,63	-	-	-	0,42	79,06	0,85	1,89	3,27	9,60	32,82	25,55	4,34	2,62	1,46	9,19	5,05	3,54			99,99

Примечание: P1 - плагиоклаз, Orx - ортопироксен, Cpx - клинопироксен, Hb - базальтическая роговая обманка, Qксен. - ксеногенный кварц, Обл. - литокластические обломки, Mt - рудный минерал; Ap - апатит, Il - ильменит, Mt. - магнетит, Or - ортоклаз, Ab - альбит, An - анортит, Di - диопсид, Wo - волластонит, En - энстатит, Fs - ферросилит, Hy - гиперстен, Q - кварц, C - корунд, Hm - гематит; I - двупироксеновые андезито-базальты основания Кечутского хребта, II - кварцсодержащие андезиты, III - амфиболовые андезито-дациты, IV - туфы ереван-ленинаканского типа, (6 - туфы Джрвежа, 7 - арктические туфолавы), V - гялодациты, VI - андезито-базальты вершинной зоны Кечутского хребта.

Таблица 19

Оптические характеристики минералов пород андезитобазальт-дацитовая ассоциация

Порода	Выборка	О1 2V	Орх 2V	Срх		Нб		Р1 (номер)	
				2V	cNg	2V	cNg	центр.	перифер.
I	1	-88°	-86-88	+51-54	41-43	-	-	56-58	
	2	-	-86-88	+51-54	41-43	-	-	56-58	
II	3	-	-74	+57-58	46-48	-	-	36-38	45-46
III	4	-	-80	+52-53	41-44	-	-	54-57	47-48
	5	-	-76	+54-55	43-44	70-71	11-12	49-54	
1У	6	-	-82	+54-56	41-43	-	-	42-48	24
У	7	-	-70	+53-55	41-44	-	-	46-48	
	8	-	-	+52-53	40-43	-	-	46-47	
У1	9	-	-	+52-53	40-43	-	-		
	10	-	-78	48	36-37	-	-	52-56	

Примечание: О1 - оливин, Орх - ортопироксен, Срх - клинопироксен, Нб - базальтическая роговая обманка, Р1 - плагиоклаз; I - двупироксеновые андезитобазальты, II - кварцсодержащие андезиты, III - амфиболовые андезитодациты; 1У - туфы ереван-ленинканского типа, У - гиалодациты, У1 - андезитобазальты вершинной зоны Кечутского хребта.

Таблица 20

Соотношение вкрапленников темноцветных минералов в эффузивах андезитобазальт-дацитовая ассоциация

Порода	Выборка	Орх	Срх	Нб	Орх	Орх+Срх+Нб	Орх+Срх
							Нб
I	1	2	1	-	1 : 0,5		3 : 0
	2	1	6	-	1 : 6		7 : 0
II	3	1	5	2	1 : 7		3 : 1
III	4	1	2	5	1 : 7		0,6 : 1
	5	1	2	6	1 : 8		0,5 : 1
У	8	-	1	2	0 : 3		0,5 : 1
	9	-	1	1	0 : 2		1 : 1
У1	10	1	5	-	1 : 5		6 : 0

Примечание: обозначения те же, что и в табл. 19

роксен-плагиоклаз-кварц, хотя в составе вкрапленников андезито-базальтов основания серии фиксируется оливин, что отражает химизм начальной стадии дифференциации магмы — ее ненасыщенность кремнеземом. Разница в модальном и нормативном составе вкрапленников плагиоклаза (обогащение их кальцием) увеличивается в лавах с ростом их кислотности — от андезитов до дацитов (табл. 18).

Петрохимически вулканиты исследуемой ассоциации (андезито-базальт — андезит — андезито-дацит — дацитовый) могут быть отнесены к известково-щелочной серии тихоокеанского типа (а не щелочно-известковой, как утверждает Тейлор для внутриматериковых орогенов¹). Для них характерно повышенное содержание CaO , преобладание Na_2O над K_2O и соответствующие значения известково-щелочных индексов (59 — по Пикоку, 21 — по Куно, 2,26 — 2,80 — по Ритману). Химический состав и петрохимические характеристики рассматриваемых пород приведены в табл. 21, 22 и на рис. 13, 14, 15.

По приведенным данным отмечается устойчивое убывание индекса затвердевания Куно (si) с ростом SiO_2 в то время как индекс Ритмана колеблется вокруг прямой, параллельной оси абсцисс, причем для начальных членов серии (андезито-базальт — андезит) разброс значений мал, а для более кислых (андезито-дацит — дацит) значительно увеличивается. Незначительное, но отчетливое увеличение индекса Ритмана (3,60 — 3,90) фиксируется лишь для дацитовых туфов ереван-ленинканского типа. Интересной особенностью вулканитов Кечутского хребта является поведение суммы Стейнера ($alkal$). Значение это колеблется в довольно узких пределах (табл. 22), причем небезынтересно опять-таки, что для членов ряда андезито-базальт — андезит оно почти постоянно (22,09–22,76), а для андезито-дацит — дацитов (23,40–23,67) и дацитовых туфов и туфолав (24,49–24,57) несколько повышается, но сохраняется постоянным внутри петрографической разновидности.

Все основные особенности состава вулканитов Кечутского хребта отражены на диаграмме А. Н. Заварицкого (табл. 21, рис. 16). Изменение состава вулканических продуктов рисует ясно выраженный гомодромный тип дифференциации. На векторной диаграмме (рис. 16) фигуративные точки рассматриваемых вулканитов образуют сравнительно узкую непрерывную полосу, сильно вытянутую по b изгибающуюся вправо в

Химический состав вулканитов андезито-базальт - лацитовая ассоциация

Таблица 21

Окси- ды	Содержания окислов в вес. % (среднее по 3-5 анализам)										Числовые характеристики по А. Н. Заваришкому										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Пара- метры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	52,91	60,08	60,75	63,71	60,06	62,22	63,11	64,70	67,42	55,09	a	10,65	12,09	12,16	11,11	12,69	16,44	16,14	13,52	14,51	10,83
TiO ₂	0,84	0,70	0,70	0,38	0,80	0,71	0,74	0,66	0,45	0,89	c	6,25	4,46	4,85	5,95	5,62	2,59	2,81	4,12	3,21	6,38
Al ₂ O ₃	17,17	15,73	16,1	17,11	17,27	15,91	15,98	16,23	15,68	17,34	b	21,51	14,78	12,38	8,28	10,36	8,54	7,45	8,20	5,55	18,26
Fe ₂ O ₃	5,07	2,31	1,72	2,08	3,68	2,85	3,56	1,42	1,28	2,34	s	61,80	68,68	70,61	74,66	71,33	72,42	73,60	74,16	76,74	60,48
FeO	3,32	3,36	3,68	2,19	2,42	1,03	0,42	3,31	2,42	5,15	a'	-	-	-	6,2	-	-	-	-	-	-
MnO	0,15	0,10	0,10	0,07	0,10	0,08	0,10	0,07	0,08	0,14	f'	35,91	35,49	41,42	48,66	55,34	41,50	48,32	53,94	62,30	39,12
MgO	5,44	3,80	3,14	2,15	2,34	1,72	1,48	1,64	0,97	4,69	m'	43,35	41,12	43,53	45,14	39,58	34,61	34,22	33,87	29,50	44,24
CaO	8,69	6,52	5,44	4,76	4,88	3,75	3,32	4,20	3,02	7,60	c'	20,74	23,39	15,04	-	5,08	23,89	17,45	12,19	8,20	16,63
Na ₂ O	3,92	3,86	3,72	3,50	3,97	4,84	4,70	4,14	4,36	3,82	Q	-4,34	8,72	12,06	12,16	11,67	9,35	12,10	17,16	21,25	0,84
K ₂ O	1,30	2,50	2,62	2,15	2,43	3,82	3,81	3,08	3,42	1,57	n	82,09	70,12	68,33	71,22	71,29	65,82	65,22	67,50	65,96	78,72
P ₂ O ₅	0,41	0,26	0,28	0,18	0,35	0,25	0,24	0,26	0,16	0,34	t	1,18	0,87	0,88	0,45	0,99	0,85	0,87	0,76	0,50	1,20
H ₂ O	0,40	0,51	0,40	0,63	0,74	0,29	1,19	0,15	0,06	0,24	y	20,40	13,33	12,04	22,05	31,44	28,96	41,57	14,81	19,68	11,15
п. п. п.	0,44	0,71	1,70	1,28	0,67	2,99	2,15	0,30	0,34	0,82	b	1,70	2,71	2,51	1,87	2,26	6,34	5,74	3,28	4,52	1,70
Сумма	100,06	100,24	100,35	100,19	99,71	100,46	100,80	100,11	100,55	100,03	$\frac{\Sigma}{m'}$	0,83	0,86	0,95	1,09	1,38	1,20	1,41	1,89	2,11	0,91

Примечание наименования пород для выборок 1-10 приведены в табл. 18.

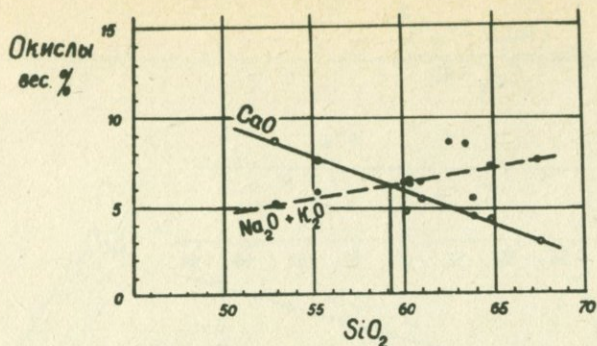


Рис. 13. Вариационная диаграмма Пиккока (CaO ; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - SiO_2 для лав кечутской свиты, туфов и туфолав..

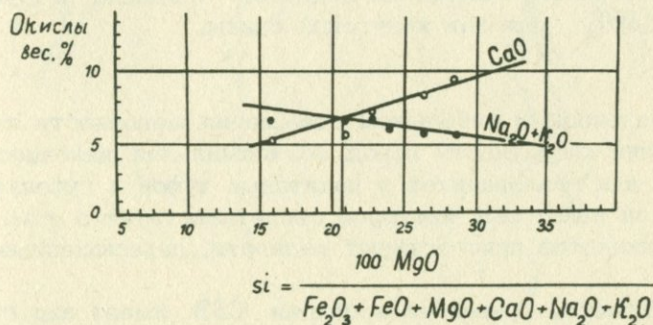


Рис. 14. Диаграмма Х. Куно для лав кечутской свиты (известково-щелочной индекс $si = 21$ для точки $\text{CaO} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$).

верхей своей части, что соответствует изменению состава пород от типичных андезитов-базальтов до дацитов повышенной щелочности. Большая часть точек рассматриваемого ряда ложится в поле, ограниченное линиями Лассен-пик и Йеллоустонского парка и только незначительная часть их, принадлежащая двупироксеновым андезитов-базальтам, попадает в пространство Пеле - Лассен-пик. Значительная крутизна вариационной линии на плоскости **ASB** свидетельствует об

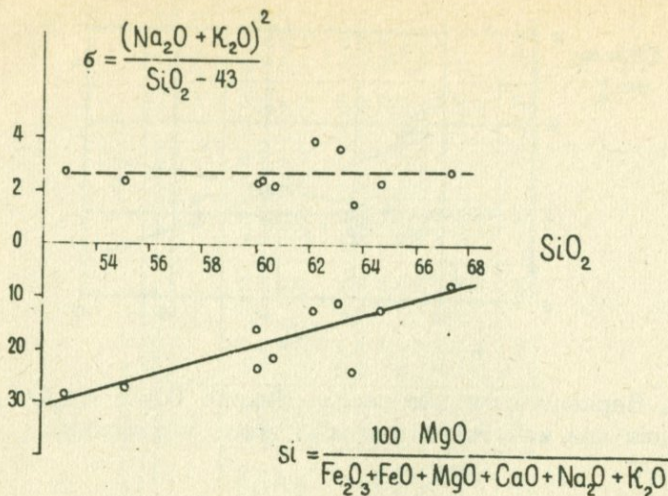


Рис. 15. Характер изменения индексов Ритмана и Куно с ростом SiO_2 для лав кечутской свиты.

очень медленном и небольшом повышении щелочности по мере возрастания кислотности пород. Максимальная щелочность характерна для гиалодацитов и дацитовых туфов и туфолав. Левый наклон некоторых векторов свидетельствует о том, что среди вулканитов присутствуют разности, пересыщенные алюминием.

Вариационная кривая на проекции **CSB** имеет вид очень крутой, почти прямой линии, несколько повернутой к оси в ее верхней части, что отражает медленное и весьма небольшое уменьшение роли кальция в плагиоклазовой части пород с ростом их кислотности, а общий сравнительно крутой наклон векторов в нижней части диаграммы является следствием постоянного преобладания Na_2O над K_2O .

Рои фигуративных точек амфиболовых андезитов-дацитов на векторной диаграмме не обособляются, а перекрываются областями распространения кварисодержащих андезитов и двупироксеновых андезитов-базальтов, т. е. роговообманковые породы не выделяются среди пироксеновых разностей, что отражает тождество их химических составов.

На диаграмме (рис. 17) приведено распределение породообразующих окислов для последовательных продуктов извер-

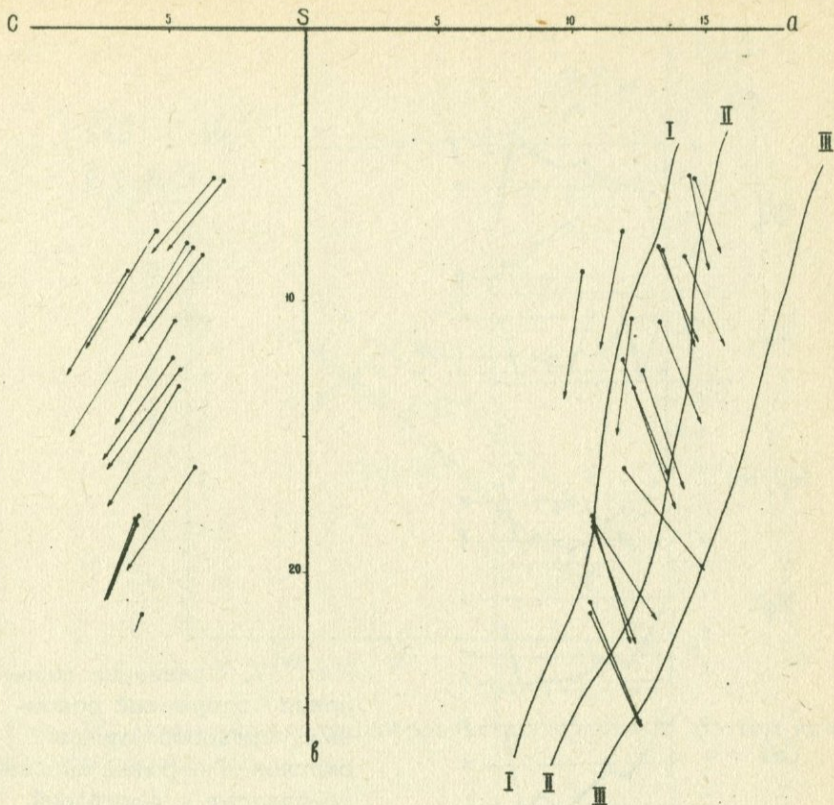


Рис. 16. Вариационная диаграмма А. Н. Заварицкого для верхнеплиоцен-четвертичных лав андезито-базальт - дацитово-парагенетической ассоциации вулканитов: 1 - тип Лассен-пик, II - Йеллоустонский парк, III - Этна.

жения по сравнению со средними составами базальта, андезита и дацита Р. О. Дели. Исследуемые породы образуют плавную переходную серию по SiO_2 , $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$, MgO , CaO , ограниченную составами базальта и дацита. При этом отчетливо выделяется ряд их особенностей: повышенная глиноземистость, известковистость и обедненность K_2O крайних основных членов ряда (двупироксеновых андезито-базальтов основания толщи и вершинной зоны), повышенная щелочность

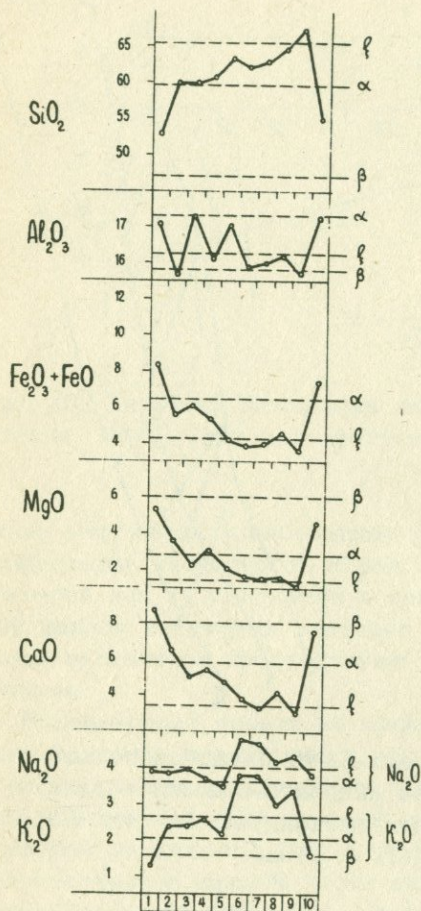


Рис. 17. Сравнение изменения содержаний основных породообразующих окислов в породах андезито-базальт - дацитов парagenетической ассоциации Западной зоны Армении со средними составами базальта, андезита и дацита по Р. О. Дели.

по Na₂O и особенно K₂O образований кислого состава - экстрезивных гиалодацитов и особенно дацитовых туфов и туфолов.

Все вулканы серии характеризуются почти постоянными концентрациями Na₂O очень тесной линейной связью магнeзии, извести, окислов железа и калия с кремнекислотой, при-

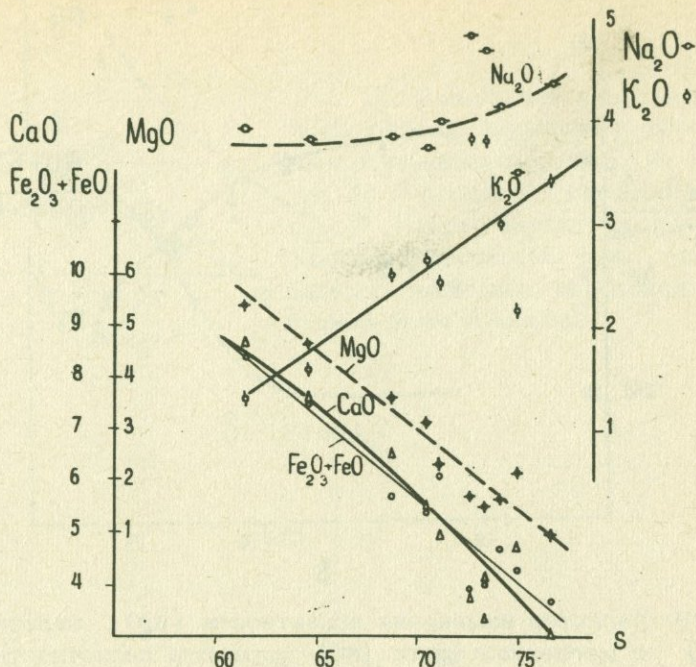


Рис. 18. Изменение породообразующих окислов с ростом кремнекислотности лав.

чем для трех первых компонентов знак связи отрицательный, для последней — положительный (рис. 18). Градиент содержания лишь несколько более резко меняется для Na_2O у кислого конца серии. Отношение и коэффициент агпаитности ag также нарастают пропорционально росту SiO_2 , (s).

К сожалению, не отмечается такая же монотонность в изменении коэффициентов железистости (f') и магнезиальности (m'). Эти величины, почти постоянные для образований состава андезито-базальт — андезит, резко возрастают (первый) или убывают (второй) для андезито-дацитов — дацитов (рис. 19).

Дисперсия же значений вокруг линии главной тенденции во всех случаях значительно усиливается у более кислых производных (гиалодацитов и дацитовых туфов и туфолав).

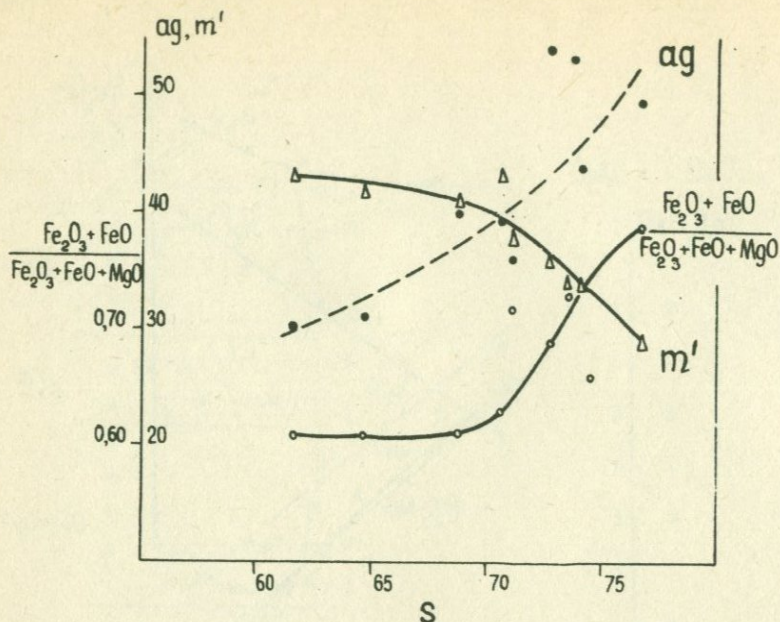


Рис. 19. Характер изменения агапитности (ag), железистости (f') и магниальности (m') с ростом кислотности лав.

Следовательно, развитие серии идет в сторону увеличения кислотности, щелочности, железистости последовательных продуктов извержения, в общем хорошо соответствуя изменению среднего состава дифференциатов по Ноккольдсу (рис. 20) и развитию известково-щелочных серий, приближаясь к линии лав Парикутин и Каскад, по Е. Ф. Осборну (121), в условиях постоянного и возрастающего давления кислорода.

Значение функции С. Р. Ноккольдса $f = [(\frac{1}{3}Si + K) - (Ca + Mg)]$, являющейся, по мнению многих исследователей, мерой дифференцированности расплавов, также монотонно увеличивается в последовательных продуктах извержения.

Рассчитанные индексы кристаллизации Полдерваарта и Паркера (213) (CI) и дифференциации Торнтон и Таттла (DI) (127) плавно постепенно изменяются (первый уменьшается, второй увеличивается). При этом наблюдаются относительная устойчивость показателей для пород определенного состава (табл. 22) и некоторый скачок в изменении параметров при сохранении общей направленности на границе андезито-базальт - андезит - андезито-дацит.

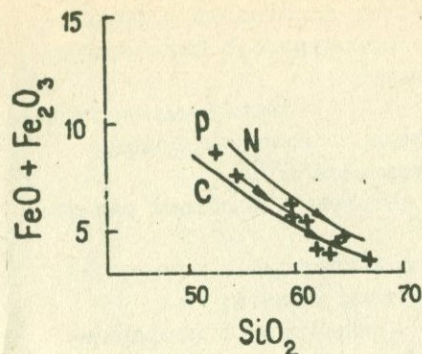


Рис. 20. Изменение состава лав, приводящее к расплавам, обогащенным кремнеземом, по Е. Ф. Осборну. N - средний состав по Ноккольдсу, P - лавы Парикутин, C - серия Каскад; крестиками даны андезитобазальт-дацитовые образования Западной зоны Армении

Si (ат. кол.)

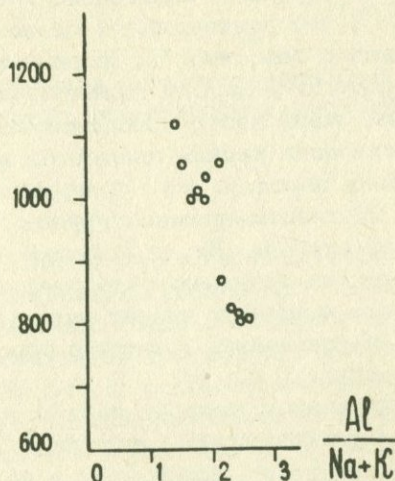


Рис. 21.

Отмечавшийся уже разрыв в изменении химизма наиболее явственно проступает на диаграмме $\left(\text{Si} - \frac{\text{Al}}{\text{Na} + \text{K}} \right)$ (рис. 21), где базальт-андезит-базальтовые и андезит-дацит-дацитовые разности образуют два разобнесенных облака.

Ряд четких закономерностей выявляется и при исследовании поведения элементов-примесей на фоне изменения общего химизма вулканитов Кечутского хребта.

Для удобства рассмотрения элементы-примеси сведены в группы на основании их геохимических ассоциаций в породообразующих минералах и исходя из совокупности факторов (размер иона, валентность, тип связи):

группа F - Mn, Cr, Ni, Co, V - железо-магнезиальные элементы, двух- и трехвалентные, с координационным числом 6 (здесь же удобно рассматривать и Ti);

группа R - Mo, Zr, Y, Nb - катионы с большим радиусом и зарядом;

группа C - Pb, Zn, Ag и Ga - халькофильные элементы с тенденцией к образованию ковалентных связей;

группа A - K, Rb, Na (и Li) - элементы с координационным числом 8-12, по отношению к кислороду в силикатах образующие преимущественно ионные связи.

Породы кечутской свиты обеднены, в общем, примесями фемической группы относительно кларков. А. П. Виноградова (табл. 23), что подтверждает сделанный А. С. Гинзбергом (25) вывод о том, что "... имея некоторое сходство с базальтами, андезито-базальты Армении по своим химическим особенностям очень часто приближаются к андезитам".

Концентрации редких элементов колеблются около кларка для средних пород, а Mo содержится в надкларковых количествах. Элементы-примеси группы C, в общем, угнетены в меньшей степени Pb, в большей - Ag. Количество щелочных элементов понижено относительно кларка для средних пород в более основных членах ряда (андезито-базальты - андезиты) и приближается к нему в породах андезито-дацит - дацитового состава.

По сравнению с распределением элементов-примесей в среднем известково-щелочном андезите С. Р. Тейлора (табл. 23), породы исследуемой ассоциации в целом также обеднены железо-магнезиальными компонентами и обогащены K, Rb, Pb, Mo, что следует считать их специфической чертой.

На диаграмме (рис. 22-25) рассматривается поведение элементов-примесей по группам в зависимости от изменения кислотности ($f(S)$), собственно, это эквивалент диаграммы Харкера), магнезиальности ($f(MgO)$), щелочности ($f(ag)$).

Группа F. В общем концентрации всех элементов этой группы монотонно убывают с нарастанием кислотности, причем это уменьшение идет более круто для элементов высоких температур плавления - Cr и Ni родственных магнию, и

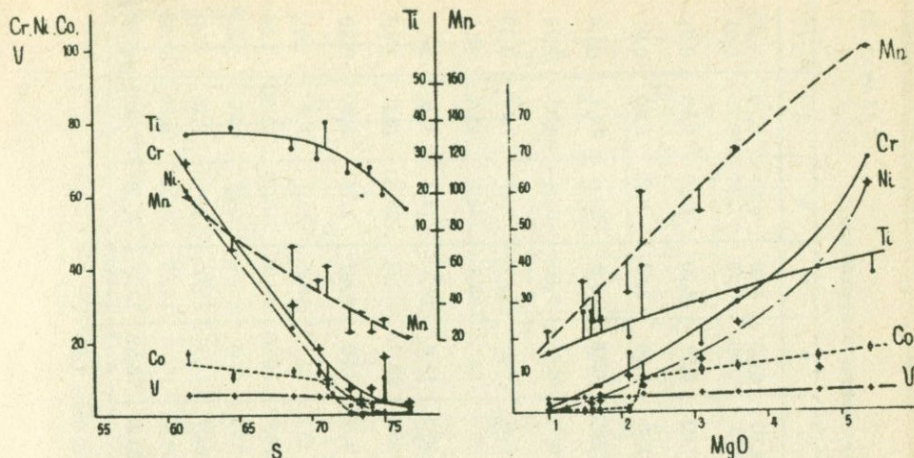


Рис. 22. Диаграммы поведения элементов-примесей группы F в зависимости от изменения кислотности и магниальности дав.

менее интенсивно — для Co, V, Mn, геохимически более тесно связанных с двухвалентным железом. При переходе от андезито-базальт — андезитовых пород к андезито-дацит — дацитовым наблюдается изменение градиента — искривление линии тренда (для Cr, Ni, Co и особенно явно для Ti).

Относительно изменения содержания магнезии поведение Cr, Ni, Mn, V когерентно, а для Co и Ti переход к дацитовым разностям фиксируется скачкообразно, причем концентрации Co падают практически до порога чувствительности, а Ti наоборот, возрастают до появления экстремума на кривой. Отмечается и резкое падение содержаний элементов этой группы при почти постоянной железистости для андезито-базальт — андезитовых членов ряда и пологое изменение концентраций с ростом железистости для андезито-дацит-дацитовых разностей.

Дисперсии же распределения концентраций возрастают к верхам разреза, как следует из табл. 23, для всех исследуемых элементов (в максимальной степени снова для Cr и Ni).

Таблица 22

Петрохимические характеристики вулканитов андезито-базальт - дацитовый ассоциации

Параметры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$[Fe_2O_3 + FeO]$	8,39	5,67	5,40	4,27	6,10	3,88	3,98	4,73	3,70	7,40
$\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$	0,61	0,61	0,63	0,66	0,72	0,69	0,73	0,74	0,79	0,61
$K.O = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$	0,60	0,41	0,32	0,49	0,60	0,51	0,65	0,30	0,35	0,31
$\frac{MgO}{FeO}$	1,64	1,07	0,85	0,88	0,96	1,66	3,52	0,49	0,40	0,91
$a = \frac{100 \cdot Mg}{Mg + Fe^{2+}}$	56,0	45,3	41,0	36,0	43,7	56,5	73,0	28,5	24,4	41,4
$\frac{100 \cdot TiO_2}{Fe_2O_3 + FeO}$	4,41	5,75	5,61	4,72	6,59	6,63	7,00	5,81	4,25	5,23
$[Na_2O + K_2O]$	5,22	6,36	6,34	5,65	6,40	8,66	8,51	7,17	7,78	5,39
$ag = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	30,4	40,4	39,4	33,0	37,1	54,4	53,2	44,2	49,6	31,1
$\omega = \frac{100 \cdot MgO}{CaO + Na_2O + K_2O}$	39,1	28,0	26,4	20,6	20,7	13,8	12,5	14,4	9,0	36,1
$alkal = Al_2O_3 + Na_2O + K_2O$	22,4	22,1	22,4	22,8	23,7	24,5	24,5	23,4	23,5	22,7
$\zeta = \frac{(Na_2O + K_2O)^2}{SiO_2 + 43}$	2,75	2,37	2,26	1,54	2,40	3,90	3,80	2,37	2,80	2,39
$si = \frac{100 \cdot MgO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO + K_2O + Na_2O}$	28,6	23,0	21,1	24,1	15,8	12,1	10,6	12,1	7,8	26,7
$f = [(\frac{1}{3} si + K) - (ca + Mg)]$	4,81	12,41	14,29	16,48	15,23	19,09	20,05	18,76	21,90	7,64
$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	0,32	0,26	0,26	0,29	0,29	0,25	0,25	0,25	0,23	0,32
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	0,33	0,65	0,70	0,61	0,61	0,79	0,81	0,73	0,78	0,41
$CI = \Sigma (An + Di' + Fo') \text{ вес. \%}$	42,68	27,69	27,55	28,74	26,65	17,45	14,88	20,36	15,62	37,64
$DI = \Sigma (Q + Or + Ab) \text{ вес. \%}$	43,66	58,6	61,0	62,44	63,25	76,69	73,17	70,30	77,92	45,96

Примечание: номера выборок соответствуют приведенным в табл. 18.

Параметры распределения содержаний элементов-примесей в вулканитах андезито-базальт-дацитов ассоциации

Породы		Группа F						Группа R				Группа C				Группа A			
		Ti	Mn	V	Cr	Ni	Co	Mo	Zr	Nb	Y	Pb	Zn	Ag	Ga	K	Na	Li	Rb
I	1	37 24 + 0,73	99 24 - 1,3	5,4 21 + 1,6	68 25 + 0,16	62 45 0,0	17 30 00	21 30 + 0,96	3,7 22 + 0,1	1,2 20 + 0,53	26 20,00	9,8 13 + 1,1	6,0 31 + 1,1	3,1 23 - 0,72	2,3 21 + 0,26	1,01 1,9	2,34 3	8,9 19	1,9 6,4
	2	32 17 - 0,71	72 24 - 0,36	5,3 13 + 0,21	30 13 - 0,30	24 22 0,0	12 15 + 0,13	29 20 + 0,17	2,5 17 + 0,16	1,5 13 + 0,5	2,4 12 - 0,76	11,5 12 + 0,14	5,2 22 + 0,7	3,7 10 - 0,5	2,2 12 - 0,03	1,96 10	2,59 5	9,6 16	3,8 18
II	3	30 22 + 0,96	55 29 + 0,88	4,9 18 + 0,21	18 30 + 1,27	14 11 + 0,70	12 35 + 0,46	29 19 + 0,70	2,0 18 + 0,6	1,5 39 - 0,12	1,8 25 + 1,5	12 29 + 0,7	5,4 40 0,0	2,8 22 + 0,1	2,0 22 + 0,1	2,01 4,4	2,56 3,5	10,9 12	4,2 0,95
	4	20 36 + 0,13	33 53 + 2,1	3,9 28 - 0,3	16 60 + 1,6	10 131 + 5,5	x x	14 41 + 2,3	1,7 37 + 1,2	1 47 + 0,3	1,5 20 - 0,5	9,9 11 + 0,0	3,2 38 - 0,43	2,7 16 - 0,7	1,6 32 - 0,69	1,67 14	2,53 8	10,9 18	5,2 19
III	5	40 24 + 1,0	61 39 0,6	4,8 21 + 0,08	9 23 + 0,6	5,4 43 + 1,2	9 36 - 0,32	2,7 45 + 0,95	4,6 31 + 0,7	1,4 19 + 0,4	2,3 16 + 0,0	10 19 + 1,1	4,2 32 + 0,2	2,9 30 + 0,7	1,7 25 + 0,8	1,94 5,7	2,53 5,5	12,1 9,8	5,7 13
	6	26 22	25 35	x x	7 17	2,5 23	x x	52 27	1,9 18	1,8 19	x x	12,2 17	3,3 26	1,1 12	1,2 10	2,93 5,4	2,03 7	16,6 21	8,2 12
IV	7	27 27	35 35	x x	x x	x x	x x	15 15	3,5 3,5	1,3 1,3	x x	9,6 9,6	3,2 3,2	1,0 1,0	x x	3,0 3,0	3,29 3,29	14,7 14,7	9,4 9,4
	8	27 16	25 22	3,6 3,5	7 x	2,2 x	x x	18 48 + 2,5	1,7 20 + 0,9	1,1 9 + 0,3	x x	10,5 5,8 + 0,49	3,1 19 + 0,25	3,1 18 + 0,59	1,3 17 + 0,78	2,35 3,4	2,65 4,9	18,1 9,0	8,1 3,4
V	9	23 - 0,18 0,39	17 - 0,22 70	20 - 0,45 5,4	x 15	x 11	x 10,6	12 18 + 1,1	1,2 13 + 1,2	1,5 18 + 0,5	x x	8,1 11 - 0,7	2,4 23 - 0,47	1,5 1,5	1,2 1,2	2,37 9,7	2,67 10,1	17,1 11,5	8,0 7,2
	10	17 + 0,02 0,39	24 - 0,93 70	16 + 0,74 5,4	19 + 0,05 15	27 0,02 11	9 + 0,50 10,6	23 + 0,06 19	19 + 0,68 2,3	8 + 0,7 1,0	28 0,57 1,6	69 + 0,36 10	20 + 0,16 4,3	22 + 1,5 3,2	14 + 0,8 1,6	6,4 1,26	9,4 2,34	7,8 9,2	16,7 2,4
B		80	120	10	50	55	10	9	2,6	2	x	15	7,2	7	2	2,3	3,0	20	10
T		442	120	17,5	56	18	24	11	11	0,4	2,1	6,7		13	1,6	1,33	2,73	10	3,1

Примечание: I - двупироксеновые андезито-базальты основания Кечутского хребта, II - кварцсодержащие андезиты, III - амфиболовые андезито-дациты, IV - туфы ереван-ленинканского типа, V - гиалодациты, VI - андезито-базальты вершинной части зоны Кечутского хребта. Содержания компонентов даны в вес. %: Ti. 10^{-2} , (Mn, V, Nb, Zr, Y, Zn, Ga, Rb) 10^{-3} , (Cr, Ni, Co, Pb, Li). 10^{-4} , Mo. 10^{-5} , Ag. 10^{-6} . Для каждого компонента в клетке даны: сверху - математическое ожидание (среднее), внизу - слева - коэффициент вариации (в %), справа - коэффициент асимметрии с доверительными границами для нормального распределения при 5%-ном уровне значимости (-0,81 + 0,81). B - кларки для средних пород по А. П. Виноградову (1962), T - средний состав известково-щелочных андезитов по С. Р. Тейлору (1972), выведенный по результатам анализов известково-щелочных андезитов Нгарухе (Новая Зеландия), Асама (Япония), Бугенвиля (Соломоновы острова) и Фиджи.

Таблица 24

Коэффициенты пропорциональности геохимически сопряженных элементов-примесей в вулканитах андезито-базальт-дацитовй ассоциации

Параметр	I	II	III	IV		V		VI		VI
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Cr/Al	1,12	1,2	1,3	1,55	1,76	-	-	-	-	1,3
Ni/Co	3,7	2,4	1,2	2,0	0,6	-	-	-	-	1,03
Ti/Mn	3,74	4,56	5,55	6,17	6,61	10,2	7,7	11,12	7,18	5,59
Ni·100/Mn	6,22	3,38	2,51	3,20	0,89	1,0	-	0,88	-	1,56
Co·100/Mn	1,71	1,70	2,11	1,30	1,52	-	-	-	-	1,51
V·10/Mn	0,55	0,74	0,90	1,20	0,79	1,97	1,14	1,48	1,59	0,78
Co·10 ⁴ /MgO	3,10	3,40	3,66	-	3,97	-	-	-	-	2,26
Ni·10 ⁴ /MgO	11,32	6,72	4,36	4,89	2,31	-	-	-	-	2,32
Cr·10 ⁴ /Al ₂ O ₃	4,0	1,9	1,1	0,95	0,55	0,43	0,1	0,42	0,03	0,84
Mo·10/Pb	2,52	2,15	2,50	1,45	2,69	4,3	1,52	1,51	1,43	1,88
Nb·10 ³ /Ti	3,4	4,6	5,0	4,7	3,6	7,1	5,2	4,9	9,6	2,6
Mo·100/Cr	3,06	9,75	16,8	8,9	29,1	75,5	97	23,0	-	13,0
Zr·100/Ti	1,02	0,76	0,67	0,86	1,13	0,76	1,25	1,62	0,75	0,57
Zn·10/Mn	0,61	0,73	0,98	0,98	0,70	1,30	0,90	1,25	1,12	0,81
Zn/Ni	1,0	1,2	4,0	3,0	7,8	13,0	10,8	14,2	(20)	3,9
Pb/Zn	0,16	0,22	0,22	0,31	0,24	0,37	0,30	0,34	0,33	0,24
K/Na	0,43	0,76	0,79	0,66	0,77	0,94	0,91	0,89	0,89	0,54
K/Rb	532	516	416	328	346	357	319	291	299	495
Mo/Li	6100	3736	2934	1971	1934	1036	1007	906	567	5070

Примечание: номера выборок соответствуют приведенным в табл. 23

В этом же направлении происходит и изменение статистического характера функции распределения.

Направленная дифференциация вещества отчетливо прослеживается и по соотношениям химических элементов рассматриваемой группы (табл. 24), в направлении от основания к верхним частям разреза, что связывается с исчезновением оливина (основного концентратора Cr и Ni), увеличением содержания плагиоклаза, появлением роговой обманки. Весьма характерным при этом является соотношение Cr:Ni:Co. Отношения $\frac{Ti}{Mn}$, $\frac{Cr}{Al_2O_3}$, интерпретируемые часто как "индикаторы глубинности" формирования изверженных пород, зако-

номерно меняются согласно изменению химизма и последовательности извержения рассматриваемых вулканитов: первый прямо связан с ростом SiO_2 и обратно — с ростом MgO второй — наоборот.

Группа R . В отличие от элементов группы железа — магния, редкие элементы варьируют значительно слабее (что, возможно, определяется и не всегда достаточной чувствительностью анализа). Слабо отмечается лишь некоторая тенденция к снижению их концентраций с ростом MgO и возрастанию с увеличением щелочности. Повышение кислотности вулканитов в последовательности их извержения (15% между крайними членами ряда) не сказывается на изменении уровня концентраций редких элементов, хотя именно они обычно концентрируются при процессах фракционной кристаллизации. Эта "некогерентность" элементов-примесей группы R также является характерной особенностью рассматриваемых образований.

Группа C . Резко выраженной зависимости от кислотности, магнезиальности, щелочности химические элементы рассматриваемой группы не обнаруживают. Однако во всех случаях отмечается изменение поведения линий тренда при переходе к разностям дацитового состава.

Коэффициенты пропорциональности $\frac{\text{Rb}}{\text{Zn}}$ монотонно увеличиваются согласно росту щелочности (табл. 24), $\frac{\text{Zn}}{\text{Mn}}$ возрастает когерентно SiO_2 , но снова с усилением градиента на дацитовых разностях, $\frac{\text{Zn}}{\text{Ni}}$ особенно резко меняется при переходе от андезито-базальт — андезитовых к андезито-дацит — дацитовым разностям (1-4: против 3-20), поскольку Ni в ходе магматической эволюции захватывается сильнее.

Группа A . Изменение содержаний K и Na происходит линейно, прямо пропорционально росту кислотности и обратно пропорционально магнезиальности, для Rb же и особенно Li градиент концентраций возрастает в дацитовых разностях. $\frac{\text{K}}{\text{Rb}}$ — отношение линейно уменьшается с ростом кислотности, функции Ноккольдса и уменьшением MgO в общем оставаясь в начальных членах ряда несколько выше среднего значения для изверженных пород по Аренсу, а в более кислых — приближаясь к нему. $\frac{\text{Mg}}{\text{Li}}$ — отношение ведет себя аналогично.

Сопоставление и обобщение всех приведенных данных позволяет выделить основные характерные черты генетически связанной серии вулканитов Кечутского хребта.

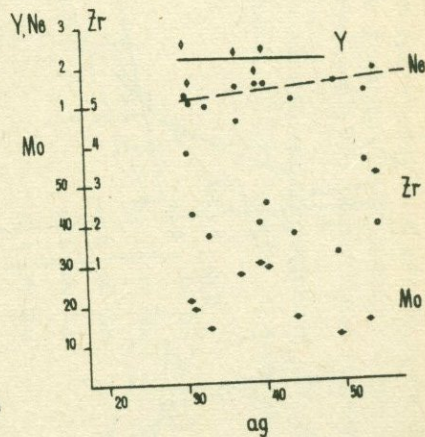
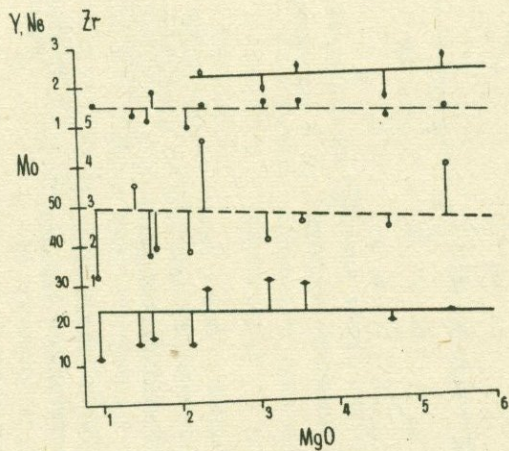
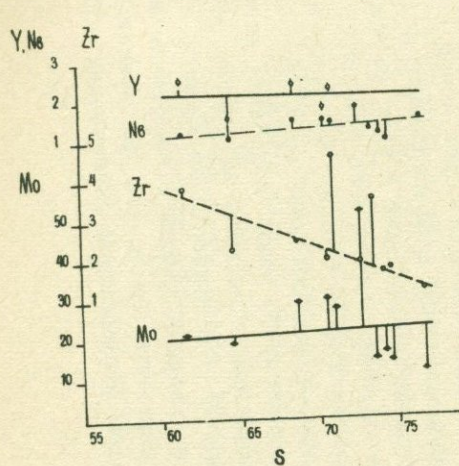


Рис. 23. Диаграммы поведения элементов-примесей группы R в зависимости от изменения кислотности, магнезиальности и щелочности лав.

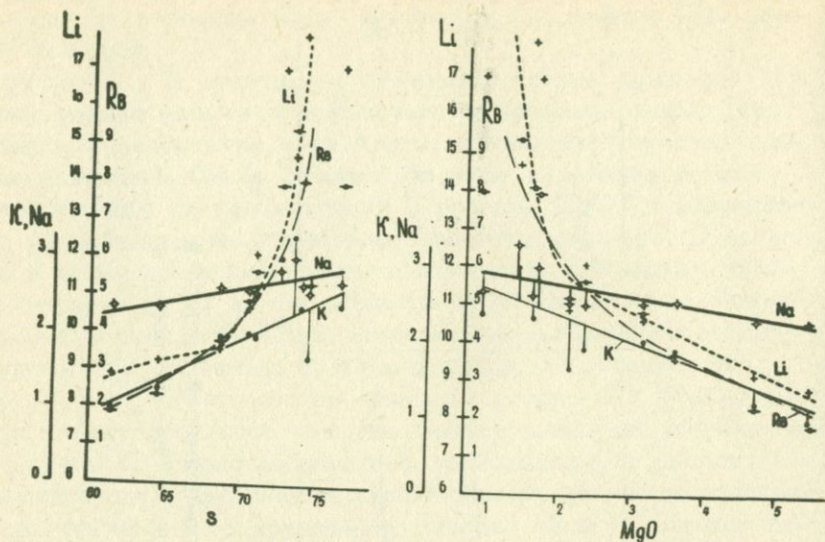


Рис. 24. Диаграммы поведения элементов-примесей группы А в зависимости от изменения кислотности и магнезиальности.

1. Вулканы Западной зоны Армении образуют петрографически когерентную серию, объединяющую ассоциации от двупироксеновых андезитов-базальт-андезитов до андезитов-дацитов.

2. Петрохимически известково-щелочной характер серии, в соответствии с показателями Пикко, Куно, Ритмана, Заварицкого.

3. Принадлежность к гиперстеновой серии пород, (по Куно)

4. Существование направленной дифференциации состава продуктов последовательных извержений и ясно выраженный гомодромный ее характер, следствием чего является:

а) линейность петрохимических трендов щелочности (K_2O , Na_2O , ag), суммы окислов железа, извести, магнезии в ряду возрастающей кислотности; б) узкие колебания коэффициента Стейнера, линейное убывание индекса затвердевания Куно, индекса кристаллизации CJ и возрастание индекса дифференциации DJ отсутствие направленности в изменении индекса Ритмана (уместно напомнить здесь, что, по мнению Ритмана (81), результатом ассимиляции сиалических пород яв-

ляется уменьшение сериального индекса, а постоянство суммы Стейнера трактуется как признак образования пород в результате фракционной кристаллизации без заметной аккумуляции кристаллов); в) монотонное убывание отношений $\frac{K}{Rb}$,

$\frac{Mg}{Li}$ и изменение соотношений Cr, Ni, Co (от $Cr > Ni > Co$ в начальных до $Cr < Ni < Co$ в конечных производных).

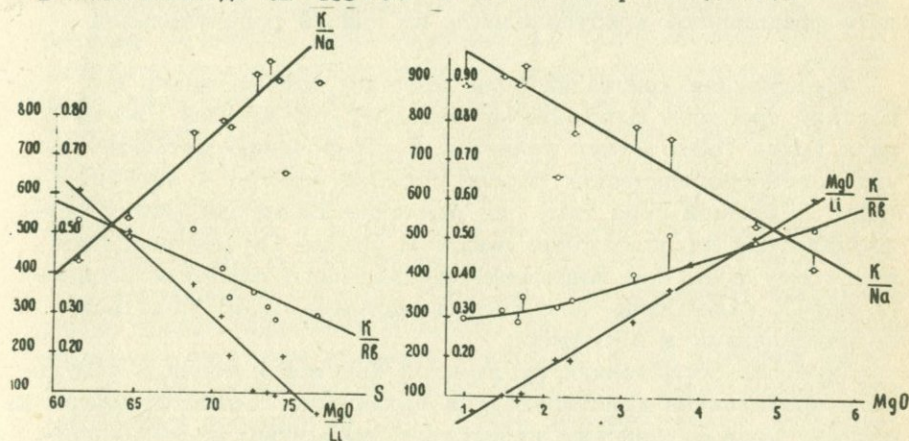


Рис. 25. Диаграммы изменения соотношений щелочных химических элементов в зависимости от изменения кислотности и магнезиальности.

5. Обоеднение элементами-примесями фемической группы и обогащение "коровыми элементами" (K, Rb, Cs, Mo) по отношению к среднему известково-щелочному андезиту Тейлора.

6. Отсутствие заметного концентрирования редких элементов-примесей (Zr, Nb, Y), несмотря на значительное увеличение SiO_2 (15%) в последовательных порциях излияния.

7. Нелинейность изменения градиента концентраций некоторых примесных элементов и их соотношений, а также железистости и магнезиальности пород в ряду андезито-базальт - андезит - андезито-дацит - дацит.

8. Данные для главных петрогенных и примесных химических элементов в образованиях андезито-дацитового и дацитового составов при нанесении на диаграммы $f(S)$, $f(MgO)$, $f(ag)$ и др., как правило, показывают значительный разброс, обнаруживая часто существенные разрывы в составах (особенно по соотношению $\frac{Al}{Na+K}$).

Таким образом, одним из ведущих моментов в развитии рассматриваемой серии вулканитов является плавный линейный характер трендов на вариационных петрологических диаграммах, что трактуется многими исследователями как признак существования эволюционной направленности в изменении состава пород серии и развития последней в результате фракционной кристаллизации из единой родоначальной магмы.

Фракционная кристаллизация расплава, отвечающего по составу простому оливиновому базальту, по данным Рингвуда и Грина (80), может привести к образованию магматических серий орогенических поясов состава базальт — андезит — дацит в земной коре там, где давление кислорода может поддерживаться на достаточно высоком уровне (путем введения в систему воды или повышения парциального давления водяного пара), вследствие чего состав расплава будет меняться по направлению к эвтектике.

Гипотеза образования вулканитов кечутской серии в результате фракционной кристаллизации базальтов, соответствующих по составу лори-ахурянским недифференцированным щелочно-оливиновым долеритовым базальтам, развитым в пределах Западной зоны Армении и структурно и территориально сопряженным с кечутскими лавами, высказывалась К. И. Карапетяном и разделялась ранее нами (69). В наиболее общей форме петрохимическая эволюция рисовалась нами в насыщении базальтовой магмы кремнеземом и в приближении ее состава к среднетихоокеанскому типу.

Однако полученный к настоящему времени дополнительный обширный фактический материал противоречит этому. С одной стороны, устанавливается резко восстановительный режим, низкое парциальное давление кислорода и щелочной характер расплавов, давших лори-ахурянские базальтоиды, а с другой, отмечаются особенности, приведенные в п. 5-8.

Плавный характер трендов на вариационных петрологических диаграммах является необходимым, но недостаточным условием доказательства фракционной кристаллизации. К такому выводу пришел и Уилкоккс (92), исследуя известково-щелочные лавы вулкана Парикутин. Гипотеза фракционной кристаллизации в ее классически чистом виде не объясняет все имеющиеся факты, не входя с ними в противоречие.

К. Г. Ширинян (102, 104) предполагает не прямой от ба-

зальтоидов лори-ахурянского типа путь формирования рассматриваемой серии пород в результате контаминации "сиалическим" материалом первичных магматических расплавов, относя их к "мантийно-коровому" (дифференциационно-ассимиляционному) типу.

Ниже приводятся результаты количественной оценки обоих предполагаемых путей развития исследуемой серии вулканитов.

Принимая за исходный состав недифференцированных долеритовых базальтов (лори-ахурянских), была сделана попытка получить состав двупироксеновых андезитов-базальтов основания Кечутского хребта путем вычисления возможного состава остаточного расплава после отделения разного количества аккумулята (10,15,30% кристаллической фазы). При этом использовались данные Рингвуда и Грина по анализам оливина, орто- и клинопироксена и плагиоклаза из опытов под давлениями 13,5 и 9 кбар и при температурах 1310, 1280, 1220°C (табл. 25).

Рассчитанные составы (табл. 26) иллюстрируют направленность фракционирования базальта при разной степени кристаллизации в условиях давлений 9 кбар, т. е. на глубинах 30–35 км. Образующиеся расплавы отличаются очень малыми изменениями содержаний SiO_2 если дифференциация продолжалась до стадии отделения как пироксена, так и оливина. Остаточный расплав по мере усиления фракционирования и при последовательном фракционировании постоянно обогащается Al_2O_3 , CaO и Na_2O в то время как содержание SiO_2 сохраняется примерно прежним, т. е. состав становится все более глиноземистым. Для ограничения процесса обогащения Al_2O_3 и CaO должен выделяться и плагиоклаз (анортит).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что кристаллизация даже более 30–60% аккумулята состава габбро (20% $cPx + 10\% Pl$) не дает достаточного количества SiO_2 , а приводит к избытку закисного железа.

К тому же нет доказательств существования ассоциирующего с андезито-базальтами на глубине подобного количества полевошпатового и железо-магнезиального кристаллического отсадка (аккумулята) типа габброидных интрузий или других тел.

Следовательно, процесс "чистой" фракционной кристаллизации оливинового щелочного базальта не объясняет образования пород, по составу соответствующих андезито-базальту основания кечутской свиты.

Исходные данные для расчета состава отделяющихся фаз

Оксиды	P = 9 кбар									
	Оливин				Ортопироксен			Клинопи- роксен	Плагιο- клаз	
	1310°	1266°	1280°	1220°	1290°	1270°	1250°	1290°	1220°	атм. P
SiO ₂	40,7	39,6	40,7	39,2	54,5	53,9	52,9	49,2	49,4	48,0
FeO	10,3	16,1	10,1	18,0	7,8	8,3	9,1	9,0	9,5	-
MgO	48,7	44,0	48,9	42,5	30,0	29,6	28,5	20,9	16,9	-
CaO	0,3	0,3	0,3	0,3	2,9	2,8	2,6	9,7	15,2	16,0
Al ₂ O ₃	0,2	0,2	0,2	0,2	4,9	5,4	6,9	11,2	9,0	33,8
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,5

Данные табл. 27, в свою очередь, свидетельствуют, что лавы андезито-дацитового и дацитового состава не могли образоваться в результате только фракционной кристаллизации двухпироксеновых андезито-базальтов, равно как и только вследствие палинггенного плавления корового вещества, по составу соответствующего усредненному известково-щелочному граниту Ноккольдса.

Необходимо допустить при формировании названных серий пород смешивание на определенном этапе базальтовой магмы с "сиалическим" материалом (усвоение не менее 60% гранитного материала), т. е. фракционирование, сопровождающееся контаминацией, либо контаминацию, сопровождающуюся фракционированием, а следовательно, существование промежуточных очагов, камер уже в пределах сиалической коры.

Уместно напомнить утверждение В. С. Соболева (88) о том, что "все данные по ксенолитам, а также общие геологические данные свидетельствуют, что кислые магмы в поздний этап жизни Земли всегда формируются с участием корового материала, а кристаллизованная дифференциация, связывающая толеитовые базальты и андезито-дациты — липариты, происходит всегда в малых очагах" (стр. 22).

Следствием существенной роли усвоения сиалического вещества может служить также установленное обеднение рассматриваемой серии вулканитов Cr, Ni и другими фермическими

Таблица 26

Фракционирование оливинового базальта (по составу соответствующего лори-ахурянским
долеритовым базальтам) при давлении 13,5 и 9 кбар

Оксиды	Первич- ный рас- плав	После отделения								Состав андезито- базальта основания кечут- ской сви- ты
		10 % оРх	2,5% оРх 7,5% сРх	10% 01	5% 01 10% оРх	5% 01 10% сРх	10% сРх	20%сРх 30% Р1	20%сРх 30% Р1	
		(13,5 кбар 1310°)	(13,5 кбар 1280°)	(9 кбар 1220°)						
			Состав отделившихся кристаллов							
SiO ₂		53,8	49,6	39,2	49,9	46,0	49,4	48,9	48,5	
Al ₂ O ₃		6,4	11,0	0,2	3,28	6,0	9,0	17,2	3,8	
FeO		6,6	9,2	18,0	8,6	12,3	9,5	6,3	6,7	
MgO		30,3	22,3	42,5	3,6,2	25,5	16,9	11,3	15,7	
CaO		2,9	7,9	0,3	2,0	10,2	15,2	15,5	23,7	
Na ₂ O								0,8	1,5	
			Состав остаточного расплава							
SiO ₂	48,51	48,51	48,76	49,52	48,83	49,63	49,01	49,16	49,61	52,91
TiO ₂	1,22	1,37	1,38	1,30	1,45	1,45	1,37	1,77	1,62	0,84
Al ₂ O ₃	17,42	18,87	18,50	18,52	20,15	19,69	18,58	17,80	29,49	17,17
Fe ₂ O ₃	3,92	4,41	4,38	4,17	4,67	4,67	4,41	5,69	7,45	5,07
FeO	6,27	6,31	6,00	5,71	5,93	5,28	6,0	6,34	5,49	3,32
MnO	0,16	0,19	0,16	0,17	0,19	0,19	0,19	0,23	0,30	0,15
MgO	7,17	4,65	5,53	5,37	2,08	4,00	6,16	5,50	0,63	5,44
CaO	9,27	10,10	9,49	9,85	10,68	9,23	8,72	6,72	0,42	8,62
Na ₂ O	3,64	4,09	4,08	3,87	4,33	4,34	4,09	4,92	5,30	3,92
K ₂ O	0,91	1,02	1,02	0,97	1,08	1,08	1,02	1,32	2,05	1,30
P ₂ O ₅	0,39	0,44	0,44	0,41	0,46	0,46	0,44	0,56	0,64	0,41

Расчет возможных путей эволюции расплава состава андезито-базальта
основания кечутской свиты до состава андезито-дацита средней части
разреза той же свиты

Окси- ды	Пер- вич- ный сос- тав	При фракционировании (9 кбар, 1220° после отделения					При ассимиляции						Состав андези- то-даци- та кечу- тской сви- ты	
		10% сРх	20% сРх +10% Р1	20% сРх +20% Р1	25% сРх +15% Р1	40% сРх +20% Р1	извест- ково- шолоч- ной гра- нит (Г) С.Р. Нок- кольдса	+20% Г	+30% Г	+60% Г	после отделения 10% сРх			
											+20% Г	+30% Г		+60% Г
Состав отделившихся кристаллов														
SiO ₂		49,4	49,9	48,7	48,9	48,9	72,08							
Al ₂ O ₃		9,0	17,2	21,3	18,2	17,2	13,86							
FeO		9,5	6,3	4,8	5,9	6,3	1,67							
MgO		16,9	11,3	8,4	10,6	11,3	0,52							
CaO		15,2	15,5	15,6	15,5	15,5	1,33							
Na ₂ O		0,8	0,8	1,2	0,9	0,8	3,08							
Fe ₂ O ₃							0,88							
MnO							0,06							
TiO ₂							0,37							
K ₂ O							5,46							
Состав остаточного расплава														
SiO ₂	52,91	53,90	55,4	56,6	55,6	45,4	56,57	57,78	60,1	57,0	58,1	60,8	61,88	
TiO ₂	0,84	0,94	1,2	1,4	1,4	1,6	0,76	0,74	0,86	0,84	0,81	0,72	0,59	
Al ₂ O ₃	17,17	18,3	17,4	14,66	16,5	13,3	16,76	16,54	16,0	17,5	17,3	16,8	17,19	
Fe ₂ O ₃	5,07	5,7	7,35	8,6	8,45	9,8	4,40	4,13	3,49	4,89	4,74	3,9	2,83	
FeO	3,72	2,66	2,06	2,47	1,57	не хватает	3,07	3,00	2,7	2,5	2,43	2,29	2,30	
MnO	0,15	0,17	0,22	0,26	0,25	0,28	0,13	0,13	0,12	0,15	0,16	0,10	0,08	
MgO	5,44	4,22	2,7	3,5	2,03	не хвата- ет	4,65	4,34	3,60	3,6	3,37	2,84	2,20	
CaO	8,62	8,0	5,77	4,03	4,03	не хвата- ет	7,47	7,0	5,88	6,9	6,46	5,50	4,82	
Na ₂ O	3,02	4,4	5,32	6,33	5,9	6,6	3,81	3,75	3,60	4,2	4,10	3,90	3,74	
K ₂ O	1,30	1,46	1,88	2,2	2,17	2,5	1,95	2,28	2,86	2,07	2,4	2,96	2,29	
P ₂ O ₅	0,41	0,46	0,6	0,7	0,7	0,8	0,35	0,32	0,25	0,35	0,31	0,31	0,26	

компонентами и обогащение K, Rb, Pb, Mo особенно по сравнению с известково-щелочным андезитом Тейлора (последнее в качестве доказательства ассимиляционного генезиса андезитов в участках мощной сиалической коры выдвигалось и А. В. Гушиным (29).

Вместе с тем, надо подчеркнуть существование, с одной стороны, специфических черт, а с другой – генетического родства, преимущества для ассоциаций пород долеритовый базальт (лори-ахурянский) – андезито-базальт – андезит (основания кечутского разреза) – андезито-дацит – дацит (средней части и верхов разреза).

Общность структурно-тектонической позиции, приуроченность к одной меридиональной структуре глубинного заложения, тот факт, что на всех приведенных диаграммах и по всем числовым характеристикам долеритовые базальты лори-ахурянского типа непосредственно предшествуют двупироксеновым андезито-базальтам Кечутского разреза, позволяют предположить сходство исходных магм этих образований.

На диаграмме Осборна отчетливо видно различие путей развития составов этих групп пород – в условиях низкого pO_2 для долеритовых базальтов и при возрастающем pO_2 к дифференциатам, обогащенным кремнеземом, для андезито-базальт – андезитов.

Таким образом, можно предположить существование магматического очага где-то на границе кора – мантия, давшей выплавки состава недифференцированных щелочно-оливиновых долеритовых базальтов, а затем миграцию расплавов, формирование промежуточных очагов в условиях интенсивного воздымания территории, перемещение теплового фронта в верхние горизонты, сопровождающееся подплавлением и усвоением сиалического материала коры. Поступление воды в результате ассимиляции корового материала вызывает усиление интенсивности плавления и, как следствие, местное повышение температур, накопление летучих, образование локальных очагов, давших извержения лав амфиболсодержащих андезито-дацитов, дацитовых туфов и туфолов.

Это изменение режима существования и состава расплавов (увеличение pO_2 за счет дополнительного поступления H_2O обогащение летучими, появление роговой обманки в составе вкрапленников) и обусловило отрыв по SiO_2 , $\frac{Al}{Na+K}$,

излом линий тренда магнезиальности и железистости на вариационных петрологических диаграммах.

Своеобразие химического состава лав побочных кратеров, давших выжимки экструзий гиалодацитов, может быть объяснено только дополнительной контаминацией их сиалическим материалом, происходившей, возможно, в обособленной, расположенной сравнительно близко к поверхности периферической камеры (камер), которая питала эти кратеры.

Извержения, отмечающиеся выжимками экструзивных куполов, происходили после относительного затишья. Рост куполов сопровождался образованием потоков вязкой кислой лавы, а также дайкоподобных тел, кислого состава. Вулканические продукты этого периода заметно более щелочные (табл. 22).

В то же время можно предполагать одновременное продолжающееся существование на глубине очагов андезито-базальтовых расплавов, доказательством чего служат излияния на самых поздних этапах снова андезито-базальтов (конус Легли), близких по петрохимическим и геохимическим показателям к лавам, формирующим основание Кечутского хребта.

Таким образом, имеющийся фактический материал, с нашей точки зрения, позволяет утверждать следующее.

Вулканогенные образования Западной зоны Армении четко объединяются в родственные парагенетические ассоциации — базальтовую, андезито-базальт-андезитовую, андезито-дацит-дацитовую, контролирующие определенные структурно-тектонические этапы жизни региона.

Формирование крупных сквозьжировых расколов вызвало частичное плавление субстрата на границе кора — мантия и мощные трещинные излияния однородных по составу щелочно-оливиновых базальтов. Дальнейшее развитие магматизма в условиях блокового воздымания территории, миграция очагов в верхние горизонты коры, фракционирование расплавов в условиях понижающихся P и T с одновременным подплавлением и взаимодействием с вмещающими породами, контаминацией коровым веществом и образованием промежуточных камер привели на разных этапах к излияниям лав андезито-базальт-андезитового и андезито-дацит-дацитового составов. Имеющая место при этом ассимиляция не влияет на нормальный ход кристаллизации расплавов, что обуславливало линейность изменения петрологических параметров в ходе эволюции расплавов. Все это подтверждает справедливость мнения Боуэ-

на (50) : "Нам представляется, что не следует отрицать ассимиляцию там, где имеются прямые геологические доказательства этого процесса. В то же время необходимо учитывать, что ассимиляция сиалического материала базальтовой магмой не нарушает нормального хода кристаллизации последней, а лишь приводит к увеличению количества кислого остаточного продукта дифференциации".

4. Физические свойства андезито-базальт - андезит - андезито-дацит - дацитовый парагенетической ассоциации вулканических пород (Кечутская структурная подзона)

Плотностные и емкостные свойства

Удельный вес вулканитов андезито-базальт - дацитовой ассоциации изменяется в широких пределах: от 2,496 до 2,892 г/см³ (табл. 28).

Наибольшими средними значениями удельного веса характеризуются двупироксеновые андезито-базальты ($\delta = 2,855$ г/см³), наименьшими - туфы ереван-ленинканского типа ($\delta = 2,532$ г/см³) и гиалодациты ($\delta = 2,568$ г/см³). Андезито-базальты вершинной зоны Кечутского хребта в сравнении с двупироксеновыми андезито-базальтами характеризуются несколько пониженными средними значениями удельного веса ($\delta = 2,828$ г/см³). Вариабельность удельного веса внутри отдельных петрографических разновидностей невысокая, а значения коэффициентов вариации не превышают 2,5%.

В изменении удельного веса пород ассоциаций наблюдается довольно четкая закономерная направленность: уменьшение удельного веса при переходе от двупироксеновых андезито-базальтов к гиалодацитам, туфам и туфолавам, что согласуется с изменением основности пород (рис. 26). Исключением является несколько повышенное среднее значение удельного веса амфиболовых андезито-дацитов, которые характеризуются наиболее высоким содержанием вкрапленников (16,74%), а также развитием процессов опацизации зерен роговой обманки. В общем же случае характер изменения удельного веса лишь отчасти обусловлен изменением процентного содержания вкрапленников, так как в силу структурных особенностей пород кечутской свиты значительно большую роль играет состав слабо раскристаллизованной основной массы, которая до-

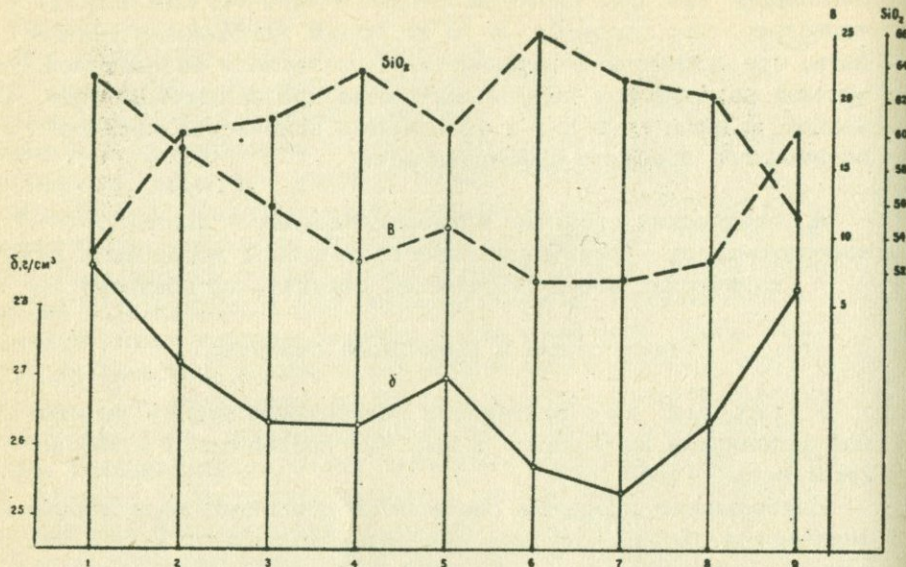


Рис. 26. Изменение средних значений удельного веса пород кечутской свиты при изменении содержания SiO_2 и числовой характеристики А. Н. Заварицкого *б*. 1 – двупироксеновые андезито-базальты; 2, 3 – двупироксеновые андезиты; 4 – кварцсодержащие андезиты; 5 – амфиболовые андезито-дациты; 6 – гиалодациты; 7 – туфы; 8 – туфолавы; 9 – андезито-базальты осевой части Кечутского хребта.

минирует в составе изученных пород. Это подтверждается и диаграммой (рис. 26), где отчетливо видно, что характер числовой характеристики *б* в общем довольно хорошо согласуется с характером изменения средних значений удельного веса пород андезито-базальт – дацитов ассоциации.

В целом для вулканитов характерно направленное изменение удельного веса от андезито-базальтов до дацитов, что может служить дополнительным признаком, подтверждающим эволюционную направленность в изменении химизма и генетическую родственность пород. Повышенные значения удельного веса роговообманковых андезито-дацитов отражают особен-

ности становления этих пород при обогащении летучими компонентами.

Общая (m_0) и эффективная (m_e) пористость пород андезито-базальт-дацитовая ассоциация имеет широкие пределы колебаний: m_0 от 0,80 до 46,76% и m_e от 0,01 до 42,8% (табл. 28).

Широкий диапазон изменений общей и эффективной пористости и значительные величины значений коэффициентов вариации, достигающие 88%, обусловлены текстурными особенностями рассматриваемых пород, отражающих вязкость, газонасыщенность и условия застывания лавового материала.

Наименьшими средними значениями общей ($m_0 = 1,96\%$) и эффективной ($m_e = 0,34\%$) пористости характеризуются экструзивные гиалодациты массивной текстуры, а наибольшими — туфы и туфолавы пузырчатой и пемзовидной текстуры. Причем, если для гиалодацитов характерна резкая неоднородность в распределении пористости (коэффициент вариации 53% — для общей и 35% — для эффективной пористости), то для туфов и туфолав типична умеренная вариабельность этих параметров (коэффициент вариации составляет соответственно: 7,9 и 9,3% — для общей пористости и 7,9 и 20% — для эффективной пористости). Эти особенности, видимо, отражают специфику формирования и текстуру изученных пород.

Среди пород экструзивной фации андезито-базальт-дацитовой ассоциации наибольшими значениями рассматриваемого параметра характеризуются кварцсодержащие андезиты и амфиболовые андезито-дациты. Во всех случаях породы эффузивной фации занимают по значениям общей и эффективной пористости промежуточное положение между экструзивными и эксплозивными образованиями.

Таким образом, по значениям общей и эффективной пористости намечается постепенный переход от экструзивных к эффузивным и эксплозивным образованиям. Аналогичные данные получены также при изучении вулканогенных образований Чаткальского хребта (Средняя Азия) (9) и покровных и субвулканических липаритов на месторождениях Южного Урала (90).

Обычная для исследуемых экструзивных гиалодацитов вытянутая, выпуклая, иногда даже близкая к изометричной форма поровых пустот свидетельствует о том, что давление в газовом пузыре в момент консолидации породы превышало внешнее давление на расплав и затвердевание породы проис-

Физические свойства (плотностные, емкостные, тепловые, упругие) пород андезитобазальт-дацитовая парагенетической ассоциации

Таблица 28

Физические свойства, параметры			Породы								
			1	2	3	4	5	6	7	8	9
Плотностные	Удельный вес, δ г/см ³	а	2,855	2,720	2,634	2,63	2,70	2,568	2,532	2,634	2,828
		б	0,6	1,0	0,8	0,4	0,6	0,9	2,5	0,6	0,6
	Объемный вес, ρ г/см ³	а	2,626	2,526	2,472	2,20	2,324	2,517	1,684	1,545	2,460
Емкостные		б	1,7	2,4	2,6	5,0	4,6	1,2	6,4	6,1	4,2
	Общая пористость, m , %	а	7,97	7,03	6,27	16,36	13,98	1,96	32,47	41,61	13,01
		б	18	33	31	27	29	53	9,3	7,9	28
Тепловые	Эффективная пористость, m_e , %	а	7,77	4,80	4,90	13,02	12,2	0,34	29,3	37,21	11,75
		б	88	79	36	38	35	35	20	7,9	34
	Теплопроводность, $\lambda \cdot 10^{-3}$ кал/см сек град	а	3,88	4,00	4,17	2,87	3,38	3,49	1,66	1,88	3,61
Упругие		б	10	13	10	9	17	16	18	16	13
	Температуропроводность, $a \cdot 10^{-3}$ см ² /сек	а	6,63	7,03	7,85	6,02	6,81	6,55	4,47	5,19	6,85
		б	12	14	10	12	12	11	16	10	5
Упругие	Теплоемкость, C кал/г град	а	0,225	0,224	0,214	0,218	0,22	0,213	0,222	0,229	0,213
		б	11	5	6	9	9	2	15	14	11
	Модуль Юнга, $E \cdot 10^{11}$ дин/см ²	а	5,03	5,11	4,53	4,01	3,34	7,40	-	-	4,64
Упругие		б	16	15	16	20	14	3,7	-	-	9,6
	Модуль объемного сжатия, $K \cdot 10^{11}$ дин/см ²	а	3,06	3,10	2,71	2,38	1,85	4,62	-	-	3,23
		б	26	19	18	27	23	6,2	-	-	12
Упругие	Модуль сдвига, $G \cdot 10^{11}$ дин/см ²	а	2,08	2,12	1,87	1,87	1,41	3,00	-	-	1,84
		б	17	16	20	20	15	4	-	-	10
	Коэффициент Пуассона, ν	а	0,215	0,222	0,213	0,210	0,188	0,232	-	-	0,260
Упругие		б	34	9	31	30	31	5,8	-	-	-
	Скорость продольных волн, V_p км/сек	а	4,73	4,81	4,85	4,51	3,79	5,85	2,83	2,36	4,81
		б	3,2	7,8	6,8	8,8	7	1,9	16	15	3,2
Упругие	Скорость поперечных волн, V_s км/сек	а	2,82	2,87	2,74	2,72	2,44	3,45	-	-	2,73
		б	7,2	6,5	9,8	8,5	7,6	1,7	-	-	4,3

Примечание: 1 - дупиноксеновые андезитобазальты; 2 - двупиноксеновые андезиты (средняя часть пачки); 3 - то же (верхняя часть пачки); 4 - кварцсодержащие андезиты; 5 - амфиболовые андезитобазальты; 6 - габброиды; 7 - туфы эврейско-лонинаканского типа; 8 - арктические туфолавы; 9 - андезитобазальты вершинной зоны Кочутского хребта. В верхней клетке таблицы для каждого параметра приведено среднее значение (а), в нижней - коэффициент вариации параметра в % (б).

ходило в процессе движения лавы.

Объемный вес пород андезито-базальт-дацитовая ассоциации имеет значительные пределы колебаний: от 1,411 до 2,685 г/см³ (табл. 28). Наибольшими средними значениями объемного веса характеризуются двупироксеновые андезито-базальты ($\bar{\rho} = 2,626$ г/см³), наименьшими — арктиские туфы ($\bar{\rho} = 1,545$ г/см³) и туфы ереван-ленинканского типа ($\bar{\rho} = 1,684$ г/см³). Им же присущи и наибольшие значения коэффициентов вариации: 6,1 и 6,4%, соответственно.

Для пород андезито-базальт-дацитовая ассоциации наблюдается заметное уменьшение объемного веса с изменением основности пород (рис. 27). На рис. 27 приведена диаграмма, показывающая изменение средних значений объемного веса пород ассоциации при изменении средних значений общей пористости (m_0). Из этой диаграммы следует, что изменение объемного веса в значительной степени зависит от общей пористости, независимо от различий в составе рассмотренных пород. Во многих случаях различия в объемном весе, обусловленные составом, почти полностью нивелируются за счет пористости. Так, например, экструзивные гиалодациты массивной текстуры имеют объемный вес ($\bar{\rho} = 2,517$ г/см³), значительно более высокий, чем у кварцсодержащих андезитов ($\bar{\rho} = 2,20$ г/см³) и даже двупироксеновых андезитов верхов пачки ($\bar{\rho} = 2,472$ г/см³).

Объемный вес андезито-базальтов вершинной зоны Кечутского хребта ($\bar{\rho} = 2,46$ г/см³) по сравнению с двупироксеновыми андезито-базальтами андезито-базальт-дацитовая ассоциации ($\bar{\rho} = 2,626$ г/см³) характеризуется пониженными средними значениями и более высокими значениями коэффициента вариации (4,2%).

По значениям объемного веса довольно резко различаются породы экструзивной и эксплозивной фации, несмотря на близость их химического состава. Для эксплозивных пород (туфы ереван-ленинканского типа и арктиские туфы) при этом характерны и значительно большие вариации значений объемного веса. Указанные различия иллюстрируют зависимость объемного веса от структурно-текстурных особенностей пород, специфики условий их образований.

Упругие свойства. Средние значения скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн, динамических упругих модулей пород андезито-базальт-дацитовая ассоциа-

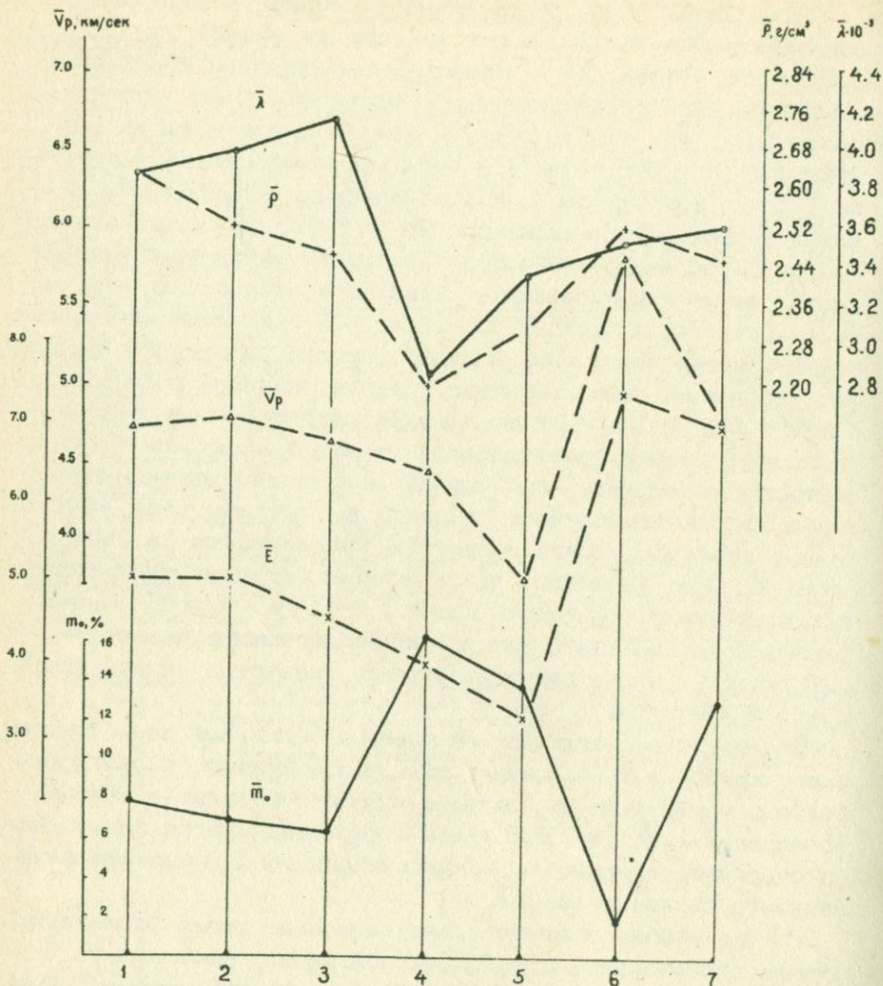


Рис. 27. Изменение средних значений общей пористости (m_o), объемного веса (ρ), модуля Юнга (E), скорости продольных волн (V_p), теплопроводности (λ) пород Кечумского района.

ции представлены в табл. 28. Основной их отличительной особенностью является высокая переменность, что является от-

ражением изменения текстур, структур и состава пород.

Как следует из приведенных данных (табл. 28), характер изменения скоростей упругих волн и упругих модулей при изменении основности пород довольно сложный.

Скорость продольных и поперечных волн изменяется от $V_p = 1,67$ км/сек и $V_s = 2,12$ км/сек до $V_p = 6,00$ км/сек и $V_s = 3,56$ км/сек при значительных колебаниях коэффициентов вариации (от 1,7 до 16%). Наименьшие значения скоростей продольных волн характерны для туфов ереван-ленинканского типа ($V_p = 2,83$ км/сек) и арктических туфолав ($V_p = 2,36$ км/сек), в связи с их высокой пористостью.

Наибольшими значениями скоростей продольных ($V_p = 5,85$ км/сек) и поперечных ($V_s = 3,45$ км/сек) волн, упругих модулей ($E = 7,4 \cdot 10^{11}$ дин/см²; $K = 4,62 \cdot 10^{11}$ дин/см²; $G = 3,00 \cdot 10^{11}$ дин/см²) и наименьшими значениями коэффициентов вариации характеризуются экструзивные гиалодациты. Это легко объясняется петрографическими особенностями этих пород. В петрографическом отношении гиалодациты представляют собой массивную породу гиалопилитовой структуры с флюидалльной текстурой. Встречаются редкие изолированные поры размером от десятых долей до 2–3 мм. Нередко наблюдается ориентировка пор, совпадающая с флюидалльностью. Содержание вкрапленников в гиалодацитах составляет всего лишь 2,9%. Все эти факторы: высокая однородность строения, низкая степень раскристаллизации, изолированность и незначительное количество пор — обуславливают высокие значения упругих характеристик пород.

Для экструзивных гиалодацитов наблюдается анизотропия скоростей продольных и поперечных волн. Причем ее причиной является флюидалльность и, отчасти, определенная ориентировка пор (табл. 29). Коэффициент анизотропии составляет для скоростей продольных волн 0,8% и поперечных — 0,5%. Для исследованных образцов гиалодацитов выполняется соотношение $V_{pI} \approx V_{pII} \neq V_{pIII}$ свидетельствующее о том, что эти породы в первом приближении можно отнести к классу поперечно-изотропных сред.

Слабо проявленная зависимость между упругими свойствами и основностью пород андезито-базальт-дацитовая ассоциация обусловлена, главным образом, влиянием пористости. Как видно из диаграммы (рис. 27 и табл. 28), амфиболовые андезито-дациты и кварцсодержащие андезиты характеризуют-

ся наименьшими значениями упругих параметров и соответственно наибольшими значениями общей и эффективной пористости. Однако абсолютные значения общей пористости не всегда играют решающую роль в изменении упругих характеристик пород. Так, более низкие значения модулей упругости и скоростей упругих волн амфиболовых андезитов, по сравнению с более пористыми кварцсодержащими андезитами, вероятно, обусловлены проявлением процессов опацизации роговой обманки и некоторым различием химизма.

Таким образом, можно заключить, что вариабельность скоростей упругих волн и модулей упругости пород андезито-базальт-дацитов ассоциации обусловлена совокупностью факторов, среди которых, помимо пористости, существенное влияние оказывают структура и, в меньшей степени, состав пород.

Таблица 29

Зависимость скоростей упругих волн в гиалодацитах от направления прозвучивания

Направление прозвучивания	Скорость упругих волн, км/сек		Ориентировка
	V_p	V_s	
I	5,91	3,48	Произвольная (направления взаимно перпендикулярные)
II	5,90	3,51	
III	5,84	3,48	

Тепловые свойства. Тепло- и температуропроводность пород андезито-базальт-дацитовой ассоциации изменяется соответственно от $\lambda = 1,36 \cdot 10^{-3}$ кал/см.сек.град до $\lambda = 4,68 \cdot 10^{-3}$ кал/см.сек.град и от $a = 3,48 \cdot 10^{-3}$ см²/сек до $a = 9,0 \cdot 10^{-3}$ см²/сек (табл. 29). Вариабельность тепло- и температуропроводности изученных пород довольно высокая и для отдельных петрографических разновидностей достигает 16-18%. Наименьшими средними значениями тепло- и температуропроводности характеризуются туфы ереван-ленинканского типа и арктические туфолавы, наибольшими значениями - двупироксеновые андезиты.

На рис. 27 показана зависимость теплопроводности от основности пород. По оси абсцисс расположены породы по степени убывания их основности, а по оси ординат - средние значения теплопроводности $\bar{\lambda}$.

Характер изменения теплопроводности лишь отчасти согласуется с изменением средних значений общей пористости. В частности, экструзивные гиалодациты гиалопилитовой структуры и массивной текстуры с содержанием вкрапленников 2,89% по средним значениям тепло- и температуропроводности близки к пористым амфиболовым андезитодацитам с содержанием вкрапленников 16,74%. Это обусловлено не столько различиями состава, сколько различиями в степени раскристаллизации этих пород: с увеличением степени раскристаллизации тепло- и температуропроводность увеличивается.

Теплоемкость рассматриваемых пород изменяется в пределах от 0,149 до 0,282 кал/г·град; ее связь с основностью пород проявлена очень слабо.

Магнитные свойства. Результаты изучения магнитных свойств вулканических горных пород андезито-базальт-дацитов ассоциации сведены в табл. 30.

Наблюдается достаточно широкий диапазон изменения величин магнитных параметров. Практически немагнитными являются туфолавы Артика; наиболее магнитные среди описываемых вулканитов — амфиболовые андезитодациты, магнитная восприимчивость которых превышает $2000 \cdot 10^{-6}$ сгсм.

В общем изменения индуктивных магнитных параметров эффузивов кечутской свиты следуют вариации в них содержания железа, его окисленности и концентрации рудного минерала. Связь намагниченности насыщения и магнитной восприимчивости с содержанием рудного минерала вкрапленников усиливается, если в качестве последнего рассматривать также интенсивно опациitized зерна базальтической роговой обманки.

Индуктивные магнитные характеристики туфов ереван-ленинаканского типа определяются только окисленностью железа в этих породах. Обладая практически равным количеством железа и концентрацией рудного ^{минерала}, черные туфы Джрвежа и арктические туфолавы более чем в 20 раз отличаются по величине намагниченности насыщения. Последнее легко объясняется при минераграфическом исследовании этих вулканитов. Магнетит черных туфов Джрвежа лишь местами слегка окислен; красные разности игнимбритов пропитаны гидроокислами и содержат весьма интенсивно мартитизированный магнетит. В то же время рудные минералы туфолав Артика представлены практически только гидроокислами и мартитом. Следовательно

но, арктические туфы являются типичным примером вторично-немагнитных горных пород (91).

Естественно, что параметры магнитной жесткости (β) туфов при окислении последних увеличиваются. Вместе с тем, изменение фактора Q_m не отличается такой монотонностью. Так, естественная остаточная намагниченность игнимбритов при их окислении уменьшается несколько быстрее, нежели их магнитная восприимчивость. Этот факт можно как-то объяснить, предположив, что I_n описываемых пород обязана своему существованию не столько относительно крупным (0,1–0,5 мм) зернам, хорошо видимым в микроскоп, сколько субмикроскопической рудной "пыли", существование которой микроскоп не позволяет обнаружить. При окислении породы эти зерна, естественно, уничтожаются быстрее всего, с чем и связано значительное уменьшение I_n . Косвенно это предположение подтверждается точечной вкрапленностью гидроокислов, равномерно "пропитывающих" массу породы и определяющих ее окраску.

Вулканиды кечутской свиты по характеристикам магнитной жесткости также достаточно дифференцированы, однако в первом приближении укладываются в III группу по классификации С. Радхакришнамурти и П. Сахарабудхе, основанной на совместном рассмотрении θ_k , Q_m , отношения $\frac{I_{rs}}{I_s}$ и объединяющей эффузивы с зернами рудного минерала, испытывающие процесс разрушения твердого раствора.

По терромагнитным характеристикам вулканиды андезито-базальт-дацитов ассоциации могут быть разделены на три группы. Двупироксеновые андезито-базальты кечутской свиты и андезито-базальты вулкана Легли, объединяемые нами в первую группу, характеризуются близкими к однофазным терромагнитными кривыми типа Q с $\theta_k = 500^\circ\text{C}$. При этом полнее всего процесс высокотемпературного окисления прошел в двупироксеновых андезито-базальтах низов кечутской свиты, которые характеризуются однофазными кривыми с $\delta_m \leq 1$. Наименее окисленными в этой группе являются двупироксеновые андезито-базальты верхов пачки, обладающие $\delta > 1$, а один из образцов этих пород содержит ферромагнитную фазу с $\theta_k = 275^\circ\text{C}$.

Вторая группа объединяет амфиболовые андезиты, кварц-содержащие андезиты и амфиболовые андезито-дациты. Отличительной чертой этих вулканидов является своеобразная фор-

	Параметр	Пределы изменения	Среднее	Мода	Коэффициент вариации	Результаты термомагнитного анализа
Двупироксеновые андезито-базальты основной свиты (западная часть Геташенского языка)	α	0,41 - 4,0	1,44	0,76	64	Однофазная термомагнитная кривая типа Q с $\theta_k = 540^\circ$; $\delta_m = 0,98$. Препараты отожжены при $T = 1000^\circ\text{C}$ с откачкой газовой фазы, характеризуются многофазными кривыми I_s -T с набором θ_k от 150 до 500°C , $\delta_m = 1,42$. Гомогенизация в атмосфере гелия (режим "А") приводит к "потере магнитных свойств". При этом отжиг, выполненный в режиме "Б", приводит к образованию фаз с $\theta_k > 600^\circ$ и устойчивых к нагреву ($\delta_m = 1,0$), хотя и снижает магнитные свойства ($I_s = 0,16 \text{ гс/см}^3/\text{г}$).
	I_n	1,38 - 13,37	5,51	2,8	83	
	Q_m	2,4 - 32,7	10,25	6,2	89	
	I_s	5,24 - 1,917	1,213	1,096	43	
	I_{rs}	38,7 - 4,647	146,3	91,7	80	
	α	62,4 - 216,1	116,5	81,8	56	
	β	0,06 - 0,455	0,22	0,22	55	
Двупироксеновые андезито-базальты средней части пачки (р. Каракала)	α	0,25 - 0,93	0,57	0,50	30	Кривая I_s -T сборной пробы отражает наличие 2 фаз с $\theta_k = 275^\circ\text{C}$ и 540°C ; $\delta_m = 1,30$. Образец с минимальной I_s имеет $\theta_k \sim 275^\circ\text{C}$; $\delta_m = 1,37$. Отжиг при 900°C с откачкой приводит к образованию фаз с $\theta_k = 225^\circ$ (главной) и $\theta_k = 370^\circ$; $\delta_m = 1,0$. Гомогенизация в аргоне (режим "А") при 1010° привела к потере магнитных свойств. Образованные при этом фазы неустойчивы к нагреву: $\delta_m = 2,0 + 2,4$.
	I_n	2,07 - 27,04	8,02	5,0	94	
	Q_m	6,3 - 110,9	35,7	19,0	83	
	I_s	0,383 - 0,706	0,56	0,545	15	
	I_{rs}	132 - 234,9	165,9	170	15	
	α	141,9 - 641,6	320,5	323	40	
	β	0,19 - 0,42	0,22	0,28	41	
Кварцосодержащие андезиты конуса Воскисар	α	0,76 - 1,52	1,0	1,04	21	Кривые нагрева однофазные с $\theta_k = 520 \pm 20^\circ\text{C}$. На кривых охлаждения проявляется также фаза с $\theta_k = 300^\circ\text{C}$; $\delta_m = 1,0$. Гомогенизировать первичный титаномагнетит не удалось. Образцы, отожженные при $T = 900^\circ\text{C}$ с откачкой газовой фазы, характеризуются многофазными кривыми I_s -T с θ_k от 300 до 450° ; $\delta_m = 1,0 - 1,25$. Гомогенизация в аргоне и гелии (режим "А") приводит к значительному уменьшению I_s ($I_s = 250 - 300 \times 10^3 \text{ гс/см}^3/\text{г}$), однако не уменьшает θ_k .
	I_n	1,19 - 6,50	3,71	3,18	48	
	Q_m	1,8 - 18,4	8,0	12,1	64	
	I_s	0,841 - 1,054	0,886	1,027	8	
	I_{rs}	130,2 - 234,6	1408	186	37	
	α	90 - 308,6	149	141,5	47	
	β	0,13 - 0,22	0,19	0,11	16	
Амфиболовые андезиты	α	0,17 - 1,5	0,98	0,86	19	Отжиг в вакууме с откачкой летучей фазы при $T = 1000^\circ\text{C}$ приводит к значительному уменьшению I_s ; термомагнитный анализ отражает спектр фаз с различными θ_k (от 150°C и выше); $\delta_m = 1,30$. Отжиг в гелии (режим "А") при $T = 1000^\circ\text{C}$ приводит к образованию фазы с $\theta_k = 325^\circ$.
	I_n	1,2 - 10,77	4,63	2,4	78	
	Q_m	2,5 - 41,7	14,16	7,5	86	
	I_s	0,424 - 1,142	0,783	0,783	25	
	I_{rs}	96,0 - 162,0	141,7	150	14	
	α	64,0 - 182,0	149,3	172	23	
	β	0,136 - 0,316	0,19	0,16	26	
Амфиболовые андезито-дациты средней части разреза	α	1,5 - 2,33	1,88	2,02	14	Кривая I_s -T, снятая во время нагрева, однофазная типа Q с $\theta_k = 525^\circ\text{C}$. По кривой охлаждения главная ферромагнитная фаза имеет $\theta_k = 400^\circ$; $\delta_m = 0,95$. Отжиг в гелии (режим "А") приводит к потере магнитных свойств. Образовавшиеся при этом фазы нестабильны к нагреву на воздухе до 600° ; $\delta_m = 3,08$. Отжиг в гелии в режиме "Б" приводит к уменьшению I_s в 2 раза и синтезированию фазы с $\theta_k = 370^\circ$; $\delta_m = 1,06$.
	I_n	5,11 - 90,68	31,79	15,8	96	
	Q_m	4,6 - 134,4	40,78	20,8	105	
	I_s	1,473 - 1,812	1,606	1,683	16	
	I_{rs}	130,4 - 218,0	177,3	106; 173 ^x	14	
	α	62 - 132,8	97,3	71; 128 ^x	14	
	β	0,07 - 0,12	0,097	0,088; 0,11 ^x	14	
Экструзивные гиалодациты (Гукарянское плато)	α	0,74 - 1,70	1,29	1,34	24	Термомагнитный анализ сборной пробы отражает наличие фазы с $\theta_k \sim 350^\circ\text{C}$ и "хвоста" с $\theta_k = 475^\circ\text{C}$; $\delta_m = 0,92$. Образец с наименьшей I_s характеризуется однофазной кривой I_s -T с $\theta_k = 350^\circ\text{C}$. Отжиги в различных режимах (вакууме с откачкой $T = 900^\circ$, гелий без откачки $T = 1000^\circ$) приводят к образованию одной ферромагнитной фазы $\theta_k = 300^\circ$; $\delta_m = 1,00$.
	I_n	0,67 - 62,94	12,47	1,66	165	
	Q_m	2,0 - 104,5	20,68	3,9	162	
	I_s	0,541 - 0,660	616,9	630	7	
	I_{rs}	57 - 127,8	87	65,3	26	
	α	48,8 - 172,7	76,9	64,2	56	
	β	0,082 - 0,21	0,14	0,14	36	
Экструзивные гиалодациты (Лорийское плато)	α	0,95 - 1,75	1,47	1,65	15	Кривые I_s -T для всех проанализированных образцов многофазные. На некоторых улавливается главная ферромагнитная фаза с $\theta_k \sim 300^\circ$; значения δ_m изменяются от 0,89 до 0,94. Термообработка в вакууме и атмосфере гелия приводит к образованию фаз, характеризующихся практически однофазными кривыми с $\theta_k = 300^\circ$; $\delta_m = 1,0$.
	I_n	1,94 - 56,08	21,9	12,0	72	
	Q_m	4,7 - 80,7	32,7	24,0	66	
	I_s	0,594 - 1,074	0,8336	0,894	20	
	I_{rs}	131,3 - 355,3	175,3	137	40	
	α	79,6 - 273,3	113,7	104	52	
	β	0,14 - 0,60	0,28	0,27	64	
Андезито-базальты вершинной зоны Кечутского хребта	α	0,61 - 1,15	0,91	1,0	16	Кривые I_s -T типа Q с главной $\theta_k \sim 540^\circ$; $\delta_m \sim 1,1$. Термообработка в вакууме с откачкой летучей фазы при $T = 900^\circ$ приводит к появлению главной фазы с $\theta_k = 250^\circ$; $\delta_m = 1,06$. Отжиг в аргоне и гелии (режим "А") при 1000° приводит к потере магнитных свойств. Полученные препараты неустойчивы к измерительным нагревам $\delta_m \sim 3,0$. Отжиг, выполненный в режиме "Б", позволяет
	I_n	0,64 - 60,34	8,69	2,64	124	
	Q_m	1,7 - 132,4	20,68	3,8	181	
	I_s	0,759 - 0,987	0,9165	0,906	8	
	I_{rs}	116,3 - 232,6	156,4	131	28	
	α	0,12 - 0,28	0,17	0,11	31	
	β	110 - 381,8	180,7	142	41	
Туфы ереван-ленинканского типа, Джрвеж (красные)	α	1,05 - 2,36	1,27	1,20	27	Кривая I_s -T типа Q главная фаза имеет $\theta_k = 540^\circ$; $\delta_m = 0,97$.
	I_n	2,93 - 23,92	7,89	5,6	74	
	Q_m	5,1 - 42,5	14,8	7	71	
	I_s	0,558 - 1,265	0,734	0,646	26	
	I_{rs}	73,5 - 257,2	179,7	234	34	
	α	59,4 - 206,6	145,4	188	39	
	β	0,09 - 0,43	0,25	0,29	39	
Туфы ереван-ленинканского типа, Джрвеж (черные)	α	0,8 - 1,33	1,14	1,23	16	Кривая I_s -T типа Q однофазная, $\theta_k = 560^\circ\text{C}$, $\delta_m = 1,0$. Ход кривой охлаждения несколько отличен от кривой нагрева в области температур $300 - 500^\circ$ (в отличие от выпуклой кривой нагрева форма графика, снятого во время охлаждения, близка к прямолинейной).
	I_n	6,7 - 27,54	15,3	14,5	39	
	Q_m	17,2 - 51,3	30,8	30	34	
	I_s	1,206 - 1,390	1,276	1,229	5	
	I_{rs}	286,3 - 397,4	333,4	304	12	
	α	230,8 - 496,7	321	263	29	
	β	0,24 - 0,32	0,27	0,25	11	
Туфолавы арктические	α	0,04 - 0,07	0,06	0,05	15	Термомагнитный анализ не выполнен, ввиду низкой намагниченности насыщения образцов.
	I_n	0,41 - 2,0	1,34	1,8	39	
	Q_m	13,8 - 96,3	59,7	65,3	44	
	I_{rs}	15,4 - 37,6	27,5	24	24	
	α	366 - 694	529,7	653	22	

Примечание: Значения параметров и единицы измерения соответствуют табл. 28, а) режим "А" - отжиг образца в гелии при $T = 1000^\circ$ в течение 7 часов совместно с другими образцами без предварительного удаления летучей фазы; б) режим "Б" - отжиг при тех же условиях, что и в режиме "А", но с предварительным удалением летучей фазы, которая выделяется из породы при 1000°C ; в) режим "В" - отжиг одного образца при ус-

ма кривых I_s-T . Несмотря на несущественное отличие δ_m от 1, ход термомагнитных кривых нагрева и охлаждения не является обратимым. Такой температурный магнитный гистерезис представляется весьма интересным с точки зрения магнетизма горных пород (не исключено проявление эффекта самообращения I_n), однако необъясним без специальных исследований. Обращает на себя внимание тот факт, что все перечисленные породы содержат рудный минерал, главным образом, в составе основной массы и интенсивно опациitizedованного амфибола. Характер кривых I_s-T серых туфов Джрвеж приближает их к описанной группе.

Третью группу по термомагнитным характеристикам составляют гялодациты Гукасянского и Лорийского плато. Несмотря на значительную территориальную разобщенность, они очень схожи по виду кривых I_s-T . Титаномагнетит этих пород окислен в наименьшей степени: иногда встречаются образцы с однофазными кривыми I_s-T и $\theta_k \sim 300^\circ\text{C}$.

Как следует из табл. 31, задача реставрации первичного облика титаномагнетитов была решена в окончательном виде лишь для гялодацитов. В этом случае первичный титаномагнетит обладает $\theta_k = 300^\circ\text{C}$. В пользу этого утверждения свидетельствует идентичный результат гомогенизации, проведенной в различных режимах. Результаты термомагнитного анализа "гомогенизированных" препаратов других вулканитов ассоциации в ряде случаев могут быть использованы лишь для ориентировочных суждений о составе первичного титаномагнетита в этих породах. Вероятнее всего θ_k первичных титаномагнетитов в андезито-базальтах асоциации не превышает 250°C . Точно так же первичные титаномагнетиты амфиболовых андезитов, андезито-дацитов и кварцсодержащих андезитов, по всей вероятности, близки и могут в первом приближении характеризоваться $\theta_k \sim 300^\circ\text{C}$.

Итак, все рассмотренные вулканиты андезито-базальт-дацитовой ассоциации в момент своего образования содержали ферромагнитные минералы в количествах, достаточных для отнесения этих пород в разряд образований магнитного класса (91). Последующие процессы окисления проявились в них с разной интенсивностью и привели к различным результатам. Наименее подвержены высокотемпературному окислению рудные минералы гялодацитов. Эта особенность субвулканических тел отмечалась и для базальтоидов субвулканической фации пород трахибазальтовой формации Прибайкалья и, вероят-

но, присуща всем субвулканическим телам, отражая специфику их становления.

Идентичность терромагнитных характеристик пород, наблюдаемая для опробованных образований (несмотря на их территориальную разобщенность), подтверждает мнение о возможном единстве магматического очага, давшего начало этим образованиям. С другой стороны, это свидетельствует также о значительной петрологической информативности состава первичных титаномагнетитов.

Процессы окисления железосодержащих фаз андезитобазальтов и амфиболсодержащих вулканитов формации имели свои различия. Так, окислению в андезитобазальтах были подвержены (в разной мере) только Fe-Ti окислы, превращенные вследствие этого в сложные гетерогенные агрегаты, состоящие из ферритов, близких к Fe_3O_4 и гемогийменитов, в разной степени окисленных. В амфиболсодержащих породах кечутской свиты на магматическом и позднемагматическом этапе окислению подвергались не только Fe-Ti окислы основной массы, но также амфибол вкрапленников, что привело к появлению в пределах последних довольно крупных частично окисленных, обильно содержащих включения — реликты сульфидов и нерудных минералов. Возможно именно температурными превращениями этих ферромагнитных зерен во время терромагнитного анализа следует объяснить наблюдаемый гистерезис терромагнитных кривых.

Наиболее интенсивному окислению подверглась туфовая фация. Довольно крупные зерна ферромагнитных минералов (форма и облик которых несколько напоминает рудный, возникший вследствие опацизации амфиболов в лавах) в части туфов Джрвежа и Арктикских туфолов были подвержены мартитизации. Интенсивность этого процесса в туфах Арктика настолько высокая, что ферромагнетики со шпинельной структурой полностью были замещены мартитом и гидроокислами.

Распространяя на полученный материал экспериментальные данные Линдсли (113) в том виде (и с теми же оговорками), как это было сделано для пород долерито-базальтовой ассоциации, получим значения параметров физико-химической обстановки формирования титаномагнетита гиалодацитов, а именно: $T = 940^\circ\text{C}$, $f_{\text{O}_2} = 10^{-11,6}$, являющиеся, очевидно, справедливыми и для амфиболсодержащих эффузивов. Для андезитобазальтов возможно указать лишь предельное значение температуры кристаллизации. ($T \sim 980^\circ\text{C}$).

Если предположить, что полученные таким образом отличия в параметрах физико-химической обстановки кристаллизации имеют своей причиной различную термодинамическую обстановку в очаге, и воспользоваться для ее определения методикой Д. М. Печерского (7), то получим, что очаг магмы андезито-базальтов располагался на глубине не менее 45 км. Образование же магмы, давшей начало амфиболсодержащим вулканитам, произошло где-то на глубине порядка 35 км.

ВОСТОЧНАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ЗОНА АРМЕНИИ

Восточная вулканическая зона простирается в северо-запад-юго-восточном направлении и в региональном плане входит в так называемую Мисхано-Зангезурскую (57) мегаантиклинальную структуру, приуроченную к полосе Анкавано-Сюникского глубинного разлома. Она включает крупное плиоценовое Котайское лавовое плато в районе Еревана, обширные вулканические нагорья - Гегамское, Варденисское и Сюникское, расположенные к западу, югу и юго-востоку от оз. Севан. В тектоническом отношении эта зона подразделяется на ряд относительно самостоятельных подзон, представляющих собой поперечные блоковые поднятия в системе Мисхано-Зангезурского антиклинория, главными из которых являются Гегамское, Айоцдзор-Варденисское, Сюникское и Кафанское.

Вулканические центры в пределах рассматриваемых шитовидных массивов располагаются линейно, соответственно простиранию геологических структур: субмеридионально на Гегамском, Сюникском и Кафанском нагорьях, субширотно - на Варденисском.

К. И. Карапетян (37, 38), К. Г. Ширинян (103) и др. полагают, что основным "подводящим" каналом здесь являлся глубинный разлом, вероятнее всего, Анкавано-Сюникский, который в антропогеновое время питал отдельные изолированные очаги (Гегамский, Айоцдзорский, Сюникский). Выше консолидированного фундамента, в связи с определенной пластичностью слоев, он выклинивался или разветвлялся на локальные трещины, переходящие кверху в поверхностные пликативные наруше-

ния, пространственное расположение которых контролировалось как самим глубинным разломом, так и структурами вышележащих отложений.

Эти особенности тектонических условий, а именно: наличие глубинного разлома несквозного типа в жестком субстрате и залегание над дислоцированным чехлом осадочных пород, обусловили ареальный характер вулканизма на значительной части территории Армении.

Восточная зона вулканизма является областью преимущественного распространения андезито-базальт - андезитовой серии вулканитов. Кислые серии лав состава андезито-дацит - дацит и соответствующие им пирокластические фации в этой зоне, за редким исключением, отсутствуют. Кроме того, характерным является проявление центрального базальтового вулканизма, представленного в Западной зоне в весьма ограниченном объеме.

Сложную серию вулканитов в пределах Восточной зоны К. Г. Ширинян считает производными мантийно-коровых (дифференциационно-ассимиляционных) магм. Рассмотрение их состава и петрофизических особенностей проведено по вулканоструктурным зонам на основании выделения свойственных им вулканических комплексов (парагенетических ассоциаций) в эволюционной последовательности образований серий пород.

Гегамское нагорье

Гегамское (Агмаганское) нагорье расположено в центральной части Армянской ССР к западу от оз. Севан и входит в полосу молодых вулканических нагорий "Северной дуги", по К. И. Карапетяну (38), которая в границах СССР протягивается с запада на восток и юго-восток от массива г. Арагац до Сюникских гор.

Вулканические явления послеолигоценового времени в границах Гегамского нагорья К. И. Карапетяном (38) объединяются в два вулканических цикла - неогеновый и антропогенный, причем для антропогенного цикла устанавливается следующая последовательность вулканической деятельности:

1 этап (верхний плиоцен - раннечетвертичное время) - извержения носят трещинный, отчасти ареальный характер; наиболее мощные из них связаны с региональными продольными разрывами, приуроченными к осевой части нагорья; главная масса продуктов извержений представлена потоками

и покровами; в начальных стадиях этапа происходили извержения агломератовых лав, шлаков, песков, пеплов; продукты деятельности имеют андезито-базальтовый и андезитовый составы; этап завершился излиянием базальтов;

II этап (среднечетвертичный) – извержения носят ареальный характер; центры извержений представлены простыми шлаковыми и лавовыми конусами; состав продуктов андезито-базальтовый, реже базальтовый и андезитовый;

III этап (позднечетвертичный) – характер вулканической деятельности многовыходный, но центры извержений группируются вдоль определенных узких зон; наряду с простыми шлаковыми и лавовыми конусами, действовали вулканы "Гегамского" типа, сложные шлаковые конусы и линейно-локальные вулканы; состав продуктов – андезиты, андезито-базальты, реже базальты.

Молодые (верхне- и частично среднечетвертичные) вулкано-генные образования Гегамского нагорья отличаются наибольшим разнообразием условий излияния. Вулканические аппараты представлены простыми шлаковыми конусами (примерно. 75%), простыми лавовыми конусами (около 8%), реже сложными шлаковыми и лавовыми конусами вулканов гегамского типа (до 7%) и линейно-локальными вулканами.

В соответствии с наблюдаемым разнообразием вулканических проявлений нами были опробованы следующие представители антропогенного вулканического цикла:

1 этап (Q_I) – 1. Андезито-базальтовые лавы манычарского комплекса, открывающие антропогенный разрез;

2) Долеритовые базальты (юго-западная окраина г. Камо);

II этап (Q_{II}). 3. Андезито-базальты Разданского потока (ущелье реки Раздан и в районе курорта Арзни), образующие серию потоков мощностью до 7–8 м с прекрасно выраженной столбчатой отдельностью;

4. Базальты шлаковых конусов Цахкашенской группы (опробовался один из наиболее крупных потоков вулкана Саакасар);

5. Оливиновые андезито-базальты Архашенского покрова (в левом борту р. Назархан, в 3 км юго-западнее селения Сарнахпюр);

III этап (Q_{III}) – группа из одиннадцати конусов моногенных вулканов водораздельной части Гегамского нагорья:

6. Лавы простого лавового конуса Сеган, в разрезе которого насчитывается около 15 потоков мощностью от 0,5

до 1,5 м (опробовались породы, непосредственно слагающие конусную постройку, и один из наиболее ранних потоков, далеко выходящий за пределы постройки в юго-западном направлении);

7 Андезито-базальтовые лавы шлакового конуса Акиоцасар (из короткого, но мощного потока, излившегося из-под конуса в юго-восточном направлении в его начальной части и у края языка);

8 Лавы простого лавового конуса Каринлич (поток на юго-западном склоне конуса);

9 Лавы трех последовательных излияний одного из крупнейших вулканов гегамского типа - вулкана Джрбашян: один из наиболее ранних потоков основания постройки, поток лав из средней части постройки и наиболее поздние сильно окисленные лавы;

10 Лавы трех последовательных фаз излияний сложного шлакового конуса вулкана Армаган: "нижние", "верхние" лавы и наиболее поздние образования паразитного кратера.

Лавы потоков простых лавового и шлакового конусов Норадузской группы вулканов, представляющих вулканы периферических областей Гегамского нагорья:

11 Лавовый поток двухметровой мощности лавового конуса Карап;

12 Лавовый поток шлакового конуса Норадуз.

Айюцдзор

По данным К. И. Карапетяна, структура Айюцдзора в общих чертах сходна со структурой Гегамы, что определило близость характера извержений и состава лав. Однако, в отличие от Гегамского нагорья, вулканическая деятельность в этом районе началась, по-видимому, несколько ранее и уже в самом начале характеризовалась высокой интенсивностью. На Гегамском нагорье максимум вулканической деятельности приходится на третий (верхний) эруптивный этап. Кроме того, на Айюцдзоре совершенно отсутствуют трещинный тип излияний и, соответственно, образования, аналогичные манычарским лавам и долеритовым базальтам г. Камо, а наиболее распространенным и характерным типом извержений раннечетвертичного этапа являются лавовые вулканы. С течением времени последние сменяются простыми шлаковыми конусами, которые на заключительном этапе приобретают сложные формы. Извер-

жения их нередко сопровождались мощными газовыми взрывами с разрушением ранее образовавшихся построек (Смбатасар). Таким образом, если для раннего этапа вулканизма Айондзора характерен преимущественно гавайский тип вулканов, то в среднем этапе превалирует тип Стромболи, в заключительном — тип Вулкано. Увеличение эксплозивности от ранних этапов к поздним, едва намечавшееся на Гегамском нагорье, на Айондзоре проявляется весьма отчетливо. Состав продуктов вулканической деятельности Айондзора более однообразен, чем Гегамы, как в пределах каждого этапа, так и между этапами. Наблюдаемое изменение состава магм в пределах каждого этапа проявляется в закономерной смене парагенезисов темноцветных минералов вкрапленников от амфиболсодержащих лав через пироксенсодержащие к оливинсодержащим лавам (с выпадением пироксеновых разновидностей в третьем этапе). Отличия между продуктами осевых и периферических вулканических центров здесь выражены значительно хуже, однако кварцсодержащие лавы также тяготеют к центральной купольной части структуры (37).

Площадь, занятая четвертичными лавами, на Айондзоре составляет около 650 км^2 , а общий объем изверженного материала оценивается в 15 км^3 (37). Мощность потоков различна — до 80–90 м при длине до 15–17 км (Смбатасар и др). Подстилающие породы разнообразны и представлены отложениями эоцена, олигоцена (амулсарская свита) и неогена.

Приуроченность вулканических центров к различным этапам приведена в табл. 31, заимствованной у К. И. Карапетяна (40).

Исходя из приведенной схемы, для характеристики продуктов вулканической деятельности Айондзора нами были опробованы и изучены следующие объекты.

1 этап представлен обширными лавовыми покровами — Варденисским и Сарцалинским, которые занимают наиболее высокое положение над тальвегами рек Арпа и Элегис и образованы слиянием ряда потоков различных вулканов, центры которых не всегда достоверно устанавливаются (Варденисский покров). Были опробованы:

1. Роговообманковые серые плотные андезитовые лавы Варденисского покрова с редкими, выполненными миндалинами пустотами (в районе с. Алаяз);
2. Пироксеновые темно-серые мелкопористые андезито-ба-

Последовательность извержения четвертичных лав Айюндзора

Этап	Породы
Раннечетвертичный	1. Роговообманковые андезито-базальты и андезиты Варденисского покрова 2. Пироксеновые андезито-базальты вулкана Жилли-гель (низы Джермукского покрова). 3. Оливиновые андезито-базальты Сарцалинского покрова.
Среднечетвертичный	1. Роговообманковые андезито-базальты и андезиты Джермукского кратера, Гндевазского вулкана, Зиракского кратера, вулканов Четик, Горшар, Варвацкар, Кармирглух, Могильной и Кочебекской групп. 2. Пироксеновые андезито-базальты вулканов Коч, Мурадсар, М. Мурадсар. 3. Оливиновые андезито-базальты Цахкшатского (Гюллидузского) вулкана и андезиты конуса Гейсар.
Позднечетвертичный	1. Роговообманковые андезиты вулкана Смбатасар. 2. Оливиновые андезито-базальты вулкана Далик.

зальты вулкана Жилли-гель из его конусной постройки, сложенной, в основном, потоками лав и незначительным количеством пирокластического материала (опробовались предвершинная часть конуса и различные части потока – средняя часть на правом берегу р. Арпа и его оконечность в окрестностях курорта Джермук);

3. Оливиновые пористые андезито-базальты Сарцалинского покрова (отобраны из лавового потока мощностью до 30 м на некотором удалении от шлакового конуса в районе Джермука).

II этап. 4. Роговообманковые хорошо раскристаллизованные андезито-базальтовые лавы Джермукского кратера (пра-

вый борт ушелья р. Арпа под Джермукским кратером);

5. Роговообманковые светло-серые плотные андезиты Гндевазского вулкана (в 3 км к югу от с. Гндеваз, из средней части хорошо выраженного единичного потока мощностью до 5 м);

6. Оливиновые андезито-базальты Гюллидузского вулкана с четко выраженной столбчатой отдельностью из потока мощностью 25 м на правом берегу р. Элегис.

III этап. 7. Роговообманковые андезиты вулкана Смбаатар (из конечной части Алаязского потока у правого борта р. Элегис, ниже с. Алаяз);

8. Глыбовые, темно-серые оливиновые андезито-базальты вулкана Далик (опробовались два горизонта обширного лавового покрова - нижний в 3 км к юго-востоку от конуса, юго-западнее с. Гергер и верхний на южном окончании потока в районе с. Азизбеков, а также лавы паразитного кратера в непосредственной близости от места излияния потока в южной части конусной постройки).

1. Петрохимические особенности базальт-андезито-базальт - андезитовой парагенетической ассоциации вулканических пород Гегамского нагорья

Петрографически эффузивы Гегамского нагорья довольно разнообразны. При этом однородность пород возрастает вверх по разрезу.

Исследованные породы первого этапа вулканической активности представлены андезито-базальтами манычарского комплекса и долеритовыми базальтами окрестностей г. Камо (рис. 28). Андезито-базальты характеризуются резкопорфировой структурой с большим количеством вкрапленников плагиоклаза и клинопироксена при преимущественно пилотакситовой структуре основной массы. У долеритовых же базальтов структура слабо выраженная, порфировая, часто граничащая с олигофировой; вкрапленники представлены гломеропорфировыми сростками оливина и клинопироксена и кристаллами плагиоклаза, при микрофитовой до интерсертальной структуре основной массы.

Состав и количество вкрапленников в этих породах существенно отличны (табл. 32, 33).

Плагиоклаз манычарских лав представлен слабозональными, нередко сильно корродированными кристаллами андезина

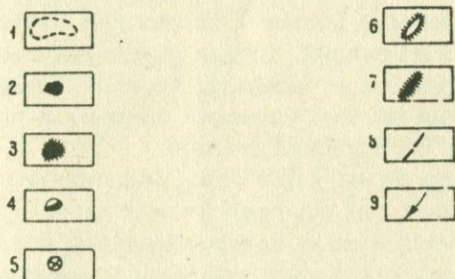
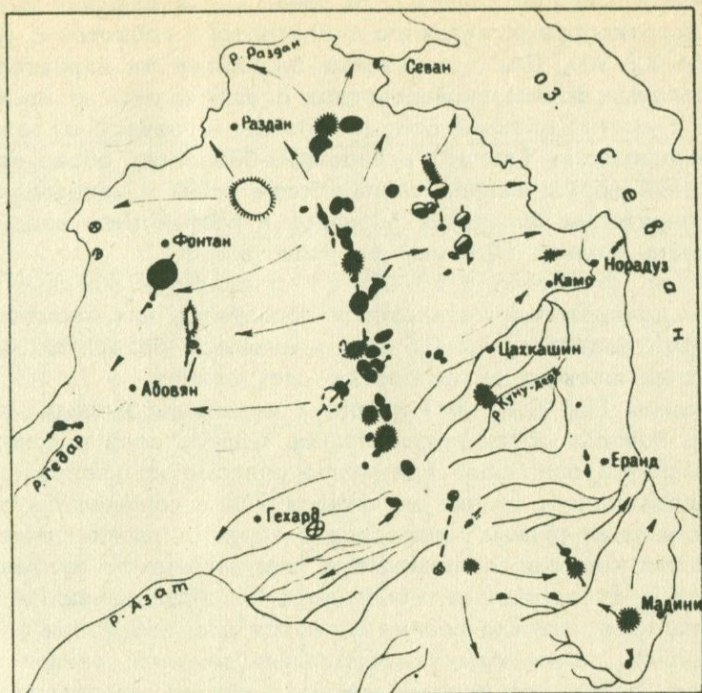


Рис. 28. Схема размещения вулканов Гегамского нагорья (по К. И. Карапетяну). 1 - лавовые конусы; 2 - простые шлаковые конусы; 3 - сложные шлаковые конусы; 4 - вулканы гегамского типа; 5 - купола; 6 - линейно-локальные лавовые вулканы; 7 - линейно-локальные смешанные вулканы; 8 - трещины разрыва; 9 - главные направления движения лав.

(№ 44-46 - для центральных, № 38-40 - для внешних зон зерен), короткопризматического таблитчатого габитуса с размерами до 1,8 мм. Для долеритовых базальтов же характерны лейстовидные формы вкрапленников с размерами, не превышающими 1 мм по длинной оси, по составу отвечающих лабрадору.

Клинопироксен (авгит) в андезито-базальтах образует неправильной формы вкрапленники (более 1 мм в поперечнике), а в долеритовых базальтах он редок и встречается в единичных, очень мелких (0,1 мм) фенокристаллах.

Оливин (форстерит с 10-12% Fe) является обычным минералом долеритовых базальтов и образует в них изометричные зерна размером 0,3-0,5 мм; в андезито-базальтах маньчарских комплексов он полностью отсутствует.

Размеры (0,1-0,15 мм) и формы выделения рудных минералов в породах обеих групп близки. Однако если в долеритовых базальтах они более или менее равномерно распределены в основной массе, то для маньчарских лав намечается тесная ассоциация рудных минералов с зернами плагиоклазов.

Общими чертами, отличающими породы первого вулканического этапа от остальных, более поздних образований Гегамского нагорья, прежде всего, являются плащеобразная форма их покровов, занимающих значительные площади, резкая зональность и большое количество зон плагиоклаза вкрапленников, присутствие во вкрапленниках стекла и минералов основной массы.

Меньшим разнообразием и большим сходством обладают породы второго этапа извержений, хотя и здесь наблюдаются различные по составу породы - базальты (вулкан Саакасар), основные андезито-базальты (архашенский покров) и нормальные андезито-базальты (разданский поток).

Для всех пород этого этапа характерно мелкопорфировое строение и гиалопилитовая или пилотакситовая структура основной массы при небольшой доле интерсертальной структуры. Все они характеризуются также одинаковым набором минералов-вкрапленников (оливин, клинопироксен, плагиоклаз), количественное соотношение которых меняется соответственно основности породы (табл. 32). Следует отметить также очень близкий состав минералов-вкрапленников (табл. 34).

Оливин во всех трех рассмотренных объектах характеризуется относительно небольшими размерами (0,3-0,8 мм), изометричными формами, постоянством угла оптических осей

Количественный минералогический состав лав Гегамского нагорья

Таблица 32

Этап вулкан- низма	Вы- бор- ка	Модальный состав								Нормативный состав														
		Содержания вкрапленников						Основ- ная мас- са	Сумма	Il	Mt	Or	Ab	An	Di			Hy		Q	O1		Hm	Ne
		O1	oPx	cPx	P1	Qксен.	Mt								Wo	En	Fs	En	Fs		Fo	Fa		
I	1	-	-	10,59	21,14	-	1,09	87,17	99,99	1,50	4,83	16,98	37,42	19,2	3,9	3,1	0,38	6,10	0,75	5,89	-	-	-	-
	2	5,14	-	0,40	8,37	-	2,16	83,92	99,99	2,36	7,48	7,89	31,03	24,2	8,7	6,8	0,84	-	-	-	6,49	0,87	-	3,27
II	3	2,27	-	5,96	4,80	-	0,88	86,49	100,00	2,43	7,62	9,22	32,24	25,0	8,7	7,3	0,30	-	-	-	4,81	0,22	-	2,05
	4	0,86	-	0,40	0,26	-	0,16	98,34	100,00	2,72	6,02	11,28	40,12	21,8	5,9	4,1	1,3	-	-	-	4,60	1,59	-	0,54
	5	1,66	-	2,35	17,24	-	1,19	77,56	100,00	1,85	4,83	15,23	38,76	21,7	5,14	4,4	-	5,44	1,08	1,08	-	-	1,56	-
III	6	0,78	-	0,59	0,83	0,43	0,70	96,67	100,00	1,54	5,45	14,59	33,53	19,6	7,3	5,7	0,85	6,84	1,02	3,61	-	-	-	-
	7	0,88	-	0,54	0,49	0,16	0,55	96,37	99,99	1,61	4,77	12,79	34,4	20,1	8,7	6,2	1,7	6,75	1,84	1,22	-	-	-	-
	8	1,30	-	1,15	-	0,28	1,50	95,77	100,00	1,31	4,96	15,38	34,7	19,2	7,0	5,46	0,76	7,15	1,00	3,04	-	-	-	-
	9	1,53	-	1,47	-	0,09	0,94	95,96	100,00	1,35	4,88	15,68	34,6	19,2	7,2	5,5	0,45	7,60	1,30	1,73	-	-	-	-
	10	1,14	-	1,10	0,45	-	0,52	96,78	99,99	1,33	4,18	14,69	33,2	19,8	6,4	4,7	1,12	8,30	1,98	4,28	-	-	-	-
	11	2,09	-	4,08	11,45	-	1,39	80,98	99,99	1,52	4,97	14,46	32,5	20,3	6,75	4,95	1,18	6,94	1,65	4,80	-	-	-	-
	12	1,95	-	3,34	11,78	-	0,66	82,26	99,99	1,52	4,28	14,09	33,0	22,1	6,2	4,4	1,3	7,1	2,10	3,91	-	-	-	-
	13	0,21	0,04	0,30	0,53	0,46	0,5	97,96	100,00	1,33	4,12	15,7	34,8	18,3	5,7	4,2	1,07	6,06	1,56	7,16	-	-	-	-
	14	-	0,02	1,08	1,62	0,31	0,66	96,31	100,00	1,33	3,95	17,22	35,6	17,7	4,9	3,4	1,12	6,34	2,11	6,42	-	-	-	-
	15	0,09	0,02	0,48	1,35	0,25	1,11	96,7	100,00	1,58	3,88	16,00	34,5	17,9	7,1	5,0	1,5	6,1	1,82	4,63	-	-	-	-
	16	-	-	2,95	2,14	-	0,78	94,12	99,99	1,14	4,16	18,44	34,4	15,6	7,3	5,6	0,91	4,88	0,79	6,82	-	-	-	-
	17	-	-	5,24	3,18	-	0,58	91,00	99,99	1,13	2,35	16,45	32,46	18,1	7,4	6,5	-	5,95	-	5,81	-	-	3,72	-
	18	-	-	4,25	2,75	-	0,79	92,93	99,99	0,99	0,00	18,27	35,17	16,1	5,3	4,56	-	5,84	-	8,50	-	-	5,12	-

Примечание: O1 - оливин, oPx - ортопироксен, cPx - клинопироксен, P1 - плагиоклаз, Qксен - ксеногенный кварц, Mt - магнетит, Il - ильменит, Or - ортоклаз, Ab - альбит, An - анортит, Di - диопсид, Wo - волластонит, En - энстатит, Fs - ферросилит, Hy - гиперстен, Q - кварц, Hm - гематит, Ne - нефелин. I - вулканический этап: 1 - андезито-базальтовые лавы маньчарского комплекса, 2 - долеритовые базальты района г. Камо; II - вулканический этап: 3 - базальты вулкана Саакасар, 4 - андезито-базальты разданского потока, 5 - андезито-базальты архашенского покрова; III - вулканический этап: 6 - андезито-базальтовые лавы потока шлакового конуса Акноцасар в его начальной части, 7 - то же, у края языка, 8 - андезито-базальты конусной постройки лавового конуса Сеган, 9 - то же, из наиболее раннего потока, 10 - лавы конуса Караинлич, 11 - андезито-базальты потока шлакового конуса Норадуз, 12 - лавовый конус Карап, 13 - "нижние" андезитовые лавы сложного шлакового конуса Армаган, 14 - "верхние" лавы того же вулкана, 15 - наиболее поздние лавы паразитного кратера, 16-18 - андезитовые лавы сложного вулкана Джрбашян (16 - ранний поток, 17 - поток из средней части постройки, 18 - наиболее поздние лавы).

Таблица 33

Оптические характеристики минералов новейших эффузивов Гегамского нагорья

Порода	№ выб.	Оли- вин	Ортопи- роксен	Клинопироксен		Плагиоклаз	
				2 V	cNg	центр	края
Андезито-базальты ма- нычарского комплекса	1	-	-	+50-52	44-46	44-46	38-40
Долеритовые базальты г. Камо	2	-85	-	-	-	64-65	62
Базальты Саакасар	3	-89	-	+54-55	42	56-58	
Андезито-базальты разланского покрова	4	-87-88	-	+54-56	43-44	37-39	
Андезито-базальты ар- хашенского покрова	5		-	+58	42-44	1 56-58 П 39-40	
Андезито-базальты вул- кана Акноцасар	7	+87-89	-	55-56	39-40	57-60	
Андезито-базальты вул- кана Сеган	8	+88-89	-	58-59	41-42		
	9	+88-89	-	58-59	41-42		
Андезиты вулкана Кара- инлич	10	+87-89	-	55-56	39-40	57-60	
Андезито-базальты вул- кана Карап	12	-86-88	-	56-59	42-44	57-59	
Андезито-базальты вул- кана Норадуз	11	-85-88		56-59	42-44	57-59	
Андезиты вулкана Джрба- шян: "верхний" поток	16	-	-	56-58	43	38-40	
"средний" поток	17	-	-	56-58	43	38-40	
"нижний" поток	18	-	-	56-58	43	35-37	
Андезиты вулкана Арма- ган: "нижние" лавы	13	-	-75	+53-54	43-45	33-36	
"верхние" лавы		-	-75	+53-54	43-43	33-36	
лавы паразитного конуса	15	-	-75	+53-54	43-45	33-36	

П р и м е ч а н и е: Плагиоклазы определялись по диаграмме В. В. Никитина для высокотемпературных разностей. Данные получены по 3-6 замерам.

($-85-88^{\circ}$, что отвечает 10% Ga) и большей или меньшей степенью развития по ним вторичных продуктов. Наименее изменен оливин пород разданского потока, а наиболее — лав вулкана Саакасар, где в результате разъедания вторичными минералами иногда наблюдаются скелетные формы его кристаллов.

Клинопироксен (авгит) везде обладает более или менее выраженным изоморфизмом, близкими оптическими константами (табл. 33), светло-зеленой окраской; размеры зерен от 0,1–0,3 мм для лав разданского потока до 0,3–0,8 мм для лав архашенского покрова. В породах разданского потока его зерна мельче (0,1–0,3 мм), однако, собираясь в гломеропорфировые скопления, его выделения достигают тех же размеров. В лавах Саакасара наблюдается некоторая корродированность зерен пироксена основной массой, нередко встречается и перекрешивающееся погасание ("песочные часы").

Значительно варьируют по составу и облику вкрапленники плагиоклаза. Так, для вулкана Саакасар характерны лейстовидные зерна размером до 0,3–0,8 мм, для плагиоклазов архашенского покрова — зерна длиннопризматического габитуса, размером от 0,3 до 3,5 мм по длинной оси, в то время как плагиоклаз из лав разданского потока обладает широкотаблитчатыми или даже изометричными формами размером до 0,4–0,8 мм, причем появляется значительное количество зерен с округлыми и неправильными в результате коррозии очертаниями. В той же последовательности изменяется и состав плагиоклазов. В лавах Саакасар плагиоклазы незональны и отвечают лабрадору (№ 56–58). В андезито-базальтах архашенского покрова они становятся зональными с мелкой переменной ритмичной зональностью, колеблющейся в пределах 1–2 номеров; в целом состав их также соответствует лабрадору (№ 56–58), однако в краях зерен постоянно наблюдается эпитаксическая кайма второй генерации, соответствующая андезину № 39–40. В породах разданского потока плагиоклаз не зонален, а состав его соответствует № 37–39 (андезин), т. е. составу плагиоклаза второй генерации в породах архашенского покрова.

Рудный минерал во всех рассматриваемых породах тесно связан с темноцветными минералами и представлен мелкими (до 0,1 мм) неправильными зернами и распыленной в основной массе рудной пылью. В лавах архашенского покрова наряду с мелкими зернами появляются крупные, хорошо ограниченные кристаллы рудного минерала размером до 0,5 мм.

Основная масса во всех трех группах пород представляет собой сильно загрязненное рудной пылью стекло, в которое погружены микролиты и мелкие зерна плагиоклаза и клинопироксена. В основной массе лав архашенского покрова присутствуют также мелкие зерна сфена и апатита, что наряду с другими признаками (две генерации плагиоклаза и рудного) несколько отличает лавы архашенского покрова.

Наиболее однородными по петрографическому составу и облику являются лавы третьего этапа. Для них характерна мелкопорфировая олигофировая структура при пилотакситовой и гиалопилитовой структуре основной массы, с преобладанием последней в более кислых (андезитовых) разностях (вулканы Джрбашян и Армаган). Фенокристаллы рассматриваемых пород имеют один и то же состав и представлены оливином (форстерит), пироксеном (авгит) и плагиоклазом (табл. 33). Некоторые отличия проявляются лишь в отсутствии оливина в лавах Джрбашяна, в появлении незначительного количества гиперстена в лавах вулкана Армаган и в практическом отсутствии вкрапленников плагиоклаза в лавах вулкана Сеган. Какого-либо существенного различия минералогических составов лав лавовых и шлаковых конусов, разных частей одного потока, пород конусных построек и потоков не наблюдается.

В целом, несмотря на столь близкий состав продуктов излияний третьего этапа, в них можно выделить две группы пород: лавы осевой части Гегамского хребта (вулкан Акноцасар, Сеган, Карап) и лавы периферических конусов Норадузской группы. Примечательным для лав осевой части хребта при этом является присутствие ксеногенного кварца, а для лав периферических конусов — большое суммарное количество вкрапленников (табл. 32). Несколько разнятся по отношению к обеим группам лавы сложного конуса Армаган и вулкана гегамского типа Джрбашян.

Ксеногенный кварц, присутствующий в породах вулканов первой группы (подробно охарактеризован в работе К. Г. Шириняна и К. И. Карапетяна (107)), образует зерна размером до 1 мм, характеризуется округлыми формами и постоянно несет поликристаллические оторочки клинопироксена. В лавах вулкана Караинлич, входящего в первую группу пород, включения кварца отсутствуют, однако обрывки пироксеновых кайм наблюдаются достаточно часто, что может свидетельствовать о том, что первоначально эти породы содержали ксеногенный кварц.

Оливин в породах первой группы имеет размер от 0,2 до 0,5 мм и характеризуется весьма четким идиоморфизмом, в то время как оливин из пород второй группы отличается большими размерами (1-1,2 мм), меньшим идиоморфизмом и постоянно присутствующими следами коррозии.

Состав и характер клинопироксена в породах обеих групп практически идентичен и представлен изометрическими кристаллами размерами от 0,1 до 0,4 мм с очень близкими оптическими характеристиками. Угол оптических осей в них колеблется от $-55-58^{\circ}$ в породах II группы до $58-59^{\circ}$ в первой, в то же время угол cNg увеличивается от $40-42^{\circ}$ в породах I группы до $42-44^{\circ}$ во второй.

Видимых отличий в составе плагиоклазов из пород этих групп не отмечается, их состав полностью зависит от основности пород (табл. 33).

Рудный минерал во всех породах третьего этапа представлен, главным образом, рудной пылью. Более крупные зерна (более 0,02 мм) встречаются очень редко и обычно ассоциируют с темноцветными минералами.

Следует отметить некоторые особенности лав вулканов Армаган и Джрбашян: их несколько более кислый по сравнению с остальными породами Гегамского нагорья состав, крайне неравномерное распределение вкрапленников и присутствие в них корродированных форм плагиоклаза. Вместе с тем, каждый из этих вулканов несет и свои специфические черты. Так, лавы вулкана Джрбашян полностью лишены вкрапленников оливина, а состав последовательно изливающихся их порций приобретает все более кислый характер. Для вулкана Армаган какого-либо изменения состава продуктов извержения от ранних фаз к поздним не наблюдается, кроме того, они содержат как вкрапленники оливина, так и небольшое количество гиперстена, что вообще не характерно для новейших эффузивов Гегамы. Последний (гиперстен) образует мелкие (до 0,2 мм) призматические кристаллы с углом $2V - 75^{\circ}$.

В целом следует еще раз отметить, что, несмотря на отмеченные особенности, вулканы центральной и периферической части и сложно построенные вулканы Джрбашян и Армаган очень близки по составу излившихся продуктов, что отличает их от лав ранних этапов.

Петрохимически вулканисты Гегамского нагорья неоднородны, но в целом характерным для них является известково-

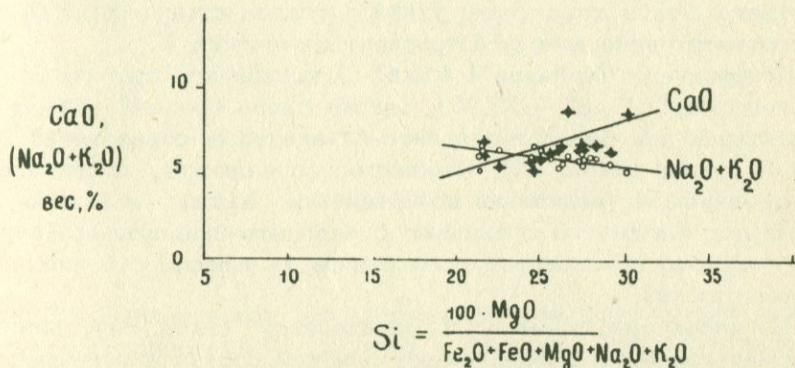
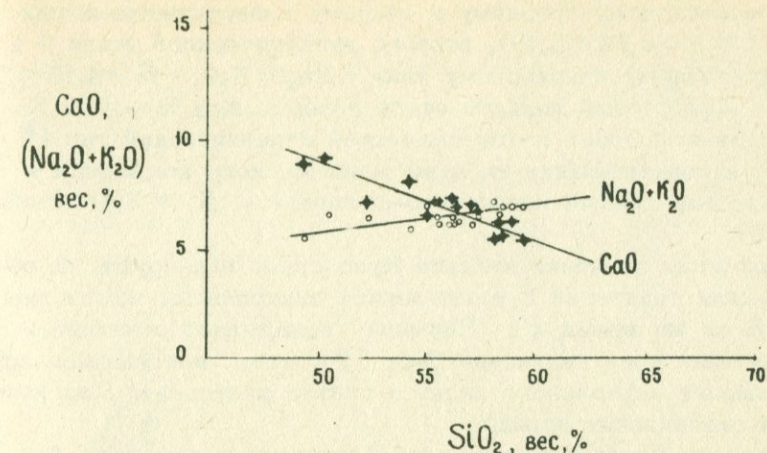


Рис. 29. Вариационные диаграммы Пикокса (CaO , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)- SiO_2 и Х. Куно (известково-щелочной индекс $\text{si} = 24$ для точки $\text{CaO}=\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) для верхнеплиоцен-четвертичных лав Гегамского нагорья.

щелочной тип, постоянное преобладание Na_2O над K_2O высокие содержания CaO (5,6 – 9,2%) и соответствующие значения индекса Пикокса (57) и Куно (24) (рис. 29). В соответствии с показателем Ритмана образования третьего (по К. И. Карапетяну) вулканического этапа устойчиво относятся

к тихоокеанскому среднему и слабому известково-щелочному типу ($\bar{b} = 2,79 + 3,45$), второго вулканического этапа - к атлантическому переходному типу ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$, $\bar{b} = 4,16 + 4,71$). Среди образований первого этапа долеритовые базальты Камо представляют собой петрохимический атлантический тип ($\bar{b} = 4,75$), а подстилающие их лавы манычарского комплекса - тихоокеанский слабый известково-щелочной ($\bar{b} = 3,41$) (табл. 34, 35).

При этом значения индекса Куно слабо варьируют, не обнаруживая тенденций к уменьшению, синхронному изменению SiO_2 . В то же время $\bar{b}$ Ритмана показывает отчетливое уменьшение при увеличении SiO_2 (Ритман, как указывалось, уменьшение сериального индекса считал результатом ассимиляции сиалических пород).

Надо отметить большую вариабельность содержания SiO_2 в вулканитах I и II этапов и меньшую дисперсию колебаний $\bar{b}$ вокруг линии главной тенденции. Для образований же третьего этапа характерен узкий диапазон изменения SiO_2 и соответственно меньший градиент изменения $\bar{b}$.

Коэффициент Стейнера (a_{ikal}) колеблется сравнительно нешироко ($22,32 - 25,25$), однако снова больший размах характерен для базальт-андезито-базальтовых образований I и II этапов (табл. 35). Небольшое по величине, но постоянно отмечаемое увеличение коэффициента a_{ikal} андезитобазальтов Гегамы по сравнению с андезитобазальтами Кечутского хребта обусловлено повышением их щелочности (не глиноземистости).

По характеристикам А. Н. Заварицкого (табл. 34), лавы рассматриваемого района имеют близкий состав и отвечают андезитам и андезито-базальтам повышенной щелочности. При этом большая часть из них по содержанию кремнекислоты и железомagneзиальных компонентов больше тяготеет к андезитам, чем к базальтам, попадая в поле андезитов и кислой ветви андезито-базальтов.

На плоскости ASB векторной диаграммы (рис. 30) фигуративные точки составов пород первых двух вулканических этапов располагаются в пространстве, ограниченном линиями Иеллоустонского парка - Этны, в то время как точки средних составов пород третьего этапа группируются, главным образом, левее линии Иеллоустонского парка. При этом фигуративные точки средних составов лав третьего вулканическо-

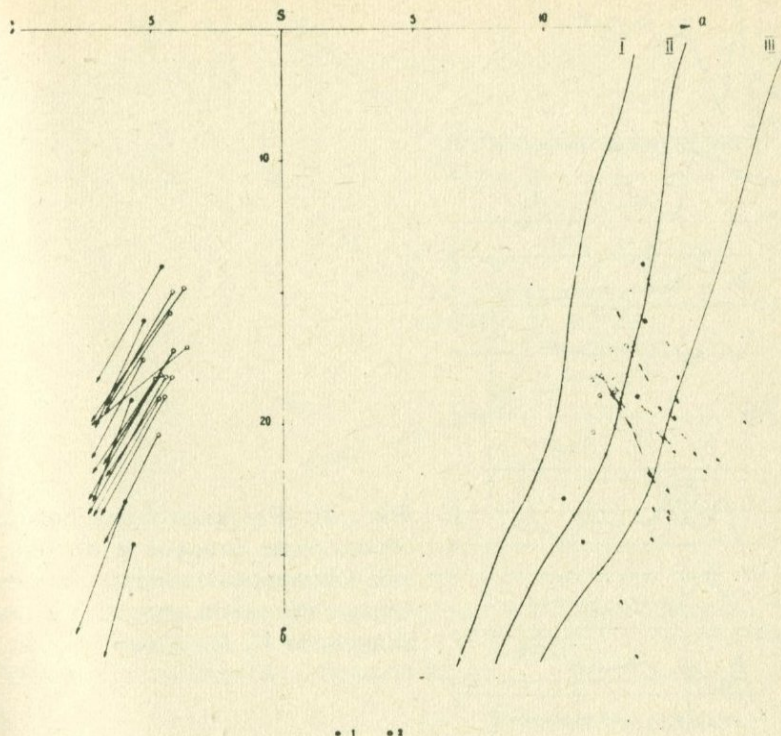


Рис. 30. Вариационная диаграмма А.Н. Заварицкого для лав Гегамского нагорья. 1 - базальт - андезитов-базальт - андезитовая ассоциация, 2 - андезитов-базальт - андезитовая ассоциация; естественные вулканические серии: 1 - Лассен-пик, II - Йеллоустонский парк, III - Этна.

го этапа, в отличие от таковых в первых двух, тяготеют больше к среднему составу андезита, чем базальта, по Р. Де-ли. Никаких существенных отличий в составе лав осевой и периферической частей Гегамского нагорья не наблюдается. Отличаются несколько повышенным содержанием щелочей только лавы Джрбашян, благодаря чему фигуративная точка среднего их состава располагается правее линии Йеллоустонского парка.

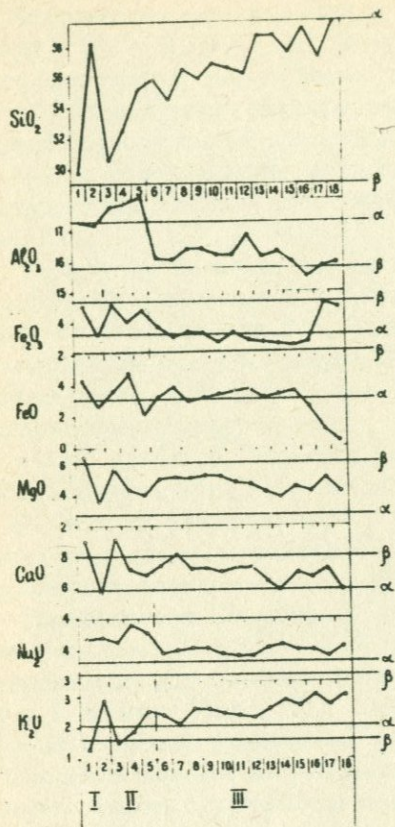


Рис. 31. Распределение породообразующих окислов в вулканитах Гегамского нагорья относительно составов андезита и базальта по Р. О. Дели.

Первый вулканический этап: 1 - долеритовые базальты г. Камо; 2 - андезито-базальтовые лавы манычарского комплекса. Второй вулканический этап: 3 - базальты вулкана Саакасар; 4 - андезито-базальты разданского потока; 5 - андезито-базальты архашенского покрова. Третий вулканический этап: 6 - андезито-базальты потока вулкана Акноцасар; 7 - то же у края языка потока; 8 - андезито-базальты конусной постройки вулкана Сеган; 9 - то же из наиболее раннего потока; 10 - лавы вулкана Караинлич; 11 - андезито-базальты вулкана Норадуз; 12 - лавы вулкана Карап; 13 - "нижние" андезиты вулкана Армаган; 14 - "верхние" лавы того же вулкана; 15 - наиболее поздние лавы; 16-18 - андезитовые лавы вулкана Джрбашян (соответственно, ранний поток, средняя часть постройки, наиболее поздние лавы).

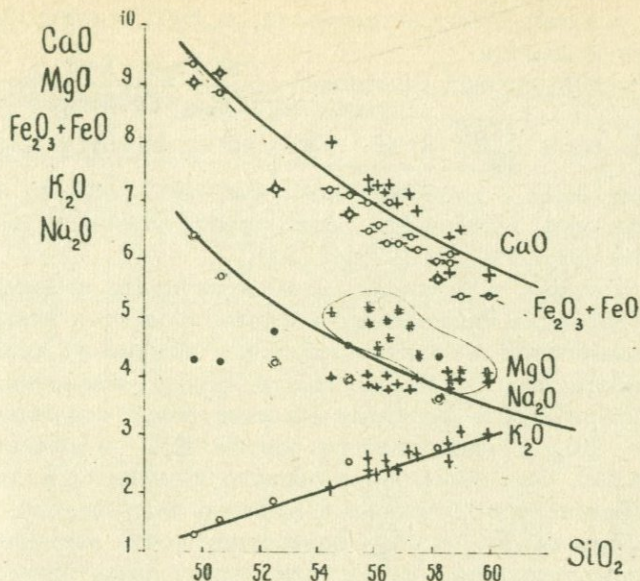


Рис. 32. Изменение порообразующих окислов с ростом кремнекислотности лав. Кружками показаны породы базальт – андезит – базальт – андезитовой, а крестиками – андезит – базальт – андезитовой ассоциаций.

Из диаграммы сопоставления составов исследуемых вулканитов со средними составами андезита и базальта, по Р. О. Дели (рис. 31), отчетливо выявляются их особенности: повышенная глиноземистость и щелочность образований первого и второго этапов, малая изменчивость всех характеристик при промежуточном составе между базальтом и андезитом и повышенная щелочность для вулканитов третьего этапа.

Для всей рассматриваемой ассоциации вулканитов характерно направленное связанное изменение содержаний порообразующих окислов: ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$), MgO , CaO уменьшаются, K_2O увеличивается пропорционально росту SiO_2 , Na_2O не обнаруживает четких вариаций (рис. 32). Причем породы первого и второго этапов обнаруживают значительный диапазон изменения характеристик, а третьего – меньший, но также довольно отчетливый. Согласно росту SiO_2 растет K/Na –

отношение и коэффициент агпаитности, а K/Rb и Mg/Li - отношения уменьшаются.

"Мафический индекс" Симпсона
$$\left(\frac{100Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \right),$$

коэффициент Хеса $\frac{MgO}{FeO}$ и si Куно не изменяются направленно с ростом SiO_2 , а образуют полосы, параллельные оси абсцисс. Дисперсия значений во всех случаях усиливается для образований третьего этапа (рис. 33).

Таким образом, в пределах Гегамского плато наблюдается некоторая вариация химического состава продуктов вулканизма, что выражается в наличии трендов в изменении кислотности, щелочности, суммарных количеств железа, магнезии, извести. Направленность развития химизма пород нормальная - увеличение SiO_2 сопровождается ростом K_2O и уменьшением Fe, Mg, CaO . При этом направленного изменения железистости, коэффициентов Симпсона и Хеса не наблюдается, т. е. изменение суммы Fe и Mg происходит почти когерентно. Увеличение соотношения K/Na происходит прямо пропорционально росту SiO_2 , уменьшение K/Rb и Mg/Li достаточно полного, с малым градиентом, что также служит одним из доказательств большой роли ассимиляции.

Значение функции С. Ноккольдса $f = \left[\left(\frac{1}{3} Si + K \right) - (Ca + Mg) \right]$, являющейся, по мнению многих исследователей, мерой дифференцированности расплавов, мало отличается для последовательных этапов вулканизма. Наименее дифференцированными (по значению f) представляются базальты Саакасар и долеритовые базальты Камо. Для андезитов-базальтов простых лавовых и шлаковых конусов третьего этапа в осевой и периферических частях нагорья колебания f очень узки. (+7,14 - +9,28). Несколько выше ее значения для лав сложных конусов Армаган, Джрбашян (9,7 - 13,06) и манычарских лав (12,93).

Для вулканитов Гегамского нагорья в целом отмечается несоответствие их модального и нормативного минералогических составов.

Для базальтовых образований первого и второго вулканических этапов пересчет на нормативный состав дает парагенезис минералов: оливин - клинопироксен - нефелин, что характеризует их как щелочные базальты (это подтверждается и положительным значением функции Полдерваарта). Составы нормативного и оливина вкрапленников при этом близки и соот-

Этап вулкан- низма	Выбор- ка	Окислы, вес. %														Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому												
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	п. п. п.	Сумма	a	c	b	s	f'	m'	c'	Q	n	t	у	$\frac{a}{c}$	$\frac{f'}{m'}$
I	1	58,22	0,78	17,21	3,29	2,69	0,10	3,64	5,68	4,37	2,84	0,40	0,43	0,53	100,18	13,86	4,69	14,00	67,43	39,3	44,4	16,3	2,44	70,04	1,00	20,3	2,95	0,88
	2	49,72	1,23	17,33	5,10	4,31	0,15	6,40	8,97	4,33	1,32	0,60	0,27	0,58	100,31	11,52	5,92	24,62	57,93	35,2	44,3	20,6	-13,1	83,3	1,83	17,8	1,95	0,80
II	3	50,61	1,27	17,77	5,22	3,64	0,16	5,66	9,17	4,25	1,55	0,52	0,08	0,40	100,3	11,72	6,15	22,9	59,2	35,5	42,2	22,3	-11,2	80,6	1,85	19,6	1,90	0,84
	4	52,23	1,42	17,88	4,11	4,78	0,15	4,24	7,17	4,81	1,89	0,74	0,33	0,27	100,32	13,56	5,39	19,1	61,9	43,6	38,2	18,2	-8,64	79,5	2,00	18,7	2,51	1,14
	5	55,14	0,97	18,14	4,86	2,24	0,12	3,94	6,80	4,55	2,56	0,60	0,35	0,29	100,56	13,93	5,36	16,3	64,4	39,8	41,5	18,7	-4,38	73,0	1,31	25,9	2,60	0,96
III	6	55,79	0,80	16,10	3,70	3,36	0,12	4,95	7,36	3,90	2,43	0,52	0,27	0,86	100,15	12,12	4,73	19,0	64,1	33,6	44,1	22,3	-0,68	70,9	1,07	16,7	2,56	0,76
	7	54,51	0,83	16,05	3,22	3,95	0,13	5,09	8,06	3,98	2,12	0,55	0,24	1,73	100,46	11,89	4,85	20,3	62,9	32,8	42,6	24,6	-2,75	74,0	1,13	13,6	2,45	0,77
	8	56,41	0,68	16,40	3,38	2,96	0,12	5,00	7,16	4,05	2,57	0,48	0,15	0,54	99,90	12,60	4,64	18,3	64,5	31,7	46,2	22,1	-0,89	70,6	0,80	15,8	2,71	0,89
	9	55,85	0,70	16,41	3,32	3,21	0,12	5,20	7,25	4,04	2,62	0,49	0,08	0,96	100,25	12,65	4,62	18,9	63,8	31,6	46,4	22,0	-2,27	70,1	0,93	14,9	2,74	0,68
	10	56,84	0,69	16,16	2,84	3,45	0,11	5,24	6,98	3,87	2,45	0,42	0,15	0,97	100,07	12,04	4,77	18,2	65,0	31,9	47,8	20,4	1,17	70,6	0,90	13,3	2,52	0,67
	11	56,54	0,79	16,22	3,39	3,63	0,13	4,72	7,27	3,80	2,42	0,45	0,17	0,68	100,21	11,86	4,92	18,4	64,9	35,2	43,5	21,4	1,07	70,5	1,04	15,8	2,41	0,81
	12	56,10	0,79	16,85	2,91	3,72	0,12	4,55	7,33	3,85	2,35	0,50	0,28	0,79	100,14	12,00	5,39	17,6	65,0	35,2	44,2	20,6	0,67	71,4	1,05	14,3	2,22	0,80
	13	58,63	0,69	16,13	0,80	3,17	0,12	4,04	6,37	4,06	2,62	0,52	0,15	0,78	100,08	12,73	4,43	15,7	67,2	35,2	43,6	21,2	4,46	70,2	0,88	15,3	2,88	0,80
	14	58,56	0,69	16,29	2,68	3,45	0,11	3,84	5,83	4,14	2,87	0,42	0,25	0,90	100,03	13,32	4,28	15,0	67,3	37,8	43,3	18,8	3,78	67,7	0,88	15,3	3,11	0,87
	15	57,46	0,82	15,97	2,64	3,59	0,11	4,40	6,94	4,02	2,67	0,44	0,22	1,17	100,45	12,67	4,31	17,3	65,7	33,3	43,0	23,7	1,83	69,6	1,06	13,0	2,94	0,77
	16	58,99	0,59	15,53	2,82	2,60	0,11	4,14	6,55	4,00	3,07	0,43	0,10	1,26	100,19	13,16	3,74	16,1	67,0	30,8	43,3	25,9	4,00	66,4	0,75	14,9	3,52	0,77
	17	57,23	0,59	15,78	5,28	1,14	0,15	4,93	7,19	3,79	2,75	0,48	0,17	1,02	100,46	12,25	4,37	18,3	65,1	31,0	45,3	23,6	1,34	67,7	0,77	24,5	2,80	0,68
	18	59,66	0,57	15,88	5,05	0,36	0,10	4,12	5,76	4,10	3,05	0,42	0,19	0,52	99,78	13,39	3,89	14,0	68,0	32,1	47,0	20,9	5,27	67,1	0,71	29,1	3,44	0,68

Примечание: I вулканический этап: 1 - андезито-базальтовые лавы маньчарского комплекса; 2 - долеритовые базальты г. Камо; II вулканический этап: 3 - базальты вулкана Саакасар, 4 - андезито-базальты Разданского потока, 5 - андезито-базальты Архашенского покрова; III вулканический этап: 6 - андезито-базальтовые лавы потока шлакового конуса Акнодасар в его начальной части, 7 - то же у края языка, 8 - андезито-базальты конусной постройки лавового конуса Сеган, 9 - то же из наиболее раннего потока, 10 - лавы конуса Караинлич, 11 - андезито-базальты шлакового конуса Народуз, 12 - лавовый конус Карап, 13 - "нижние" андезитовые лавы сложного шлакового конуса Армаган, 14 - "верхние" лавы того же вулкана, 15 - наиболее поздние лавы паразитного кратера, 16-18 - андезитовые лавы сложного вулкана Джрбашян (16 - ранний поток, 17 - поток из средней части постройки, 18 - наиболее поздние лавы).

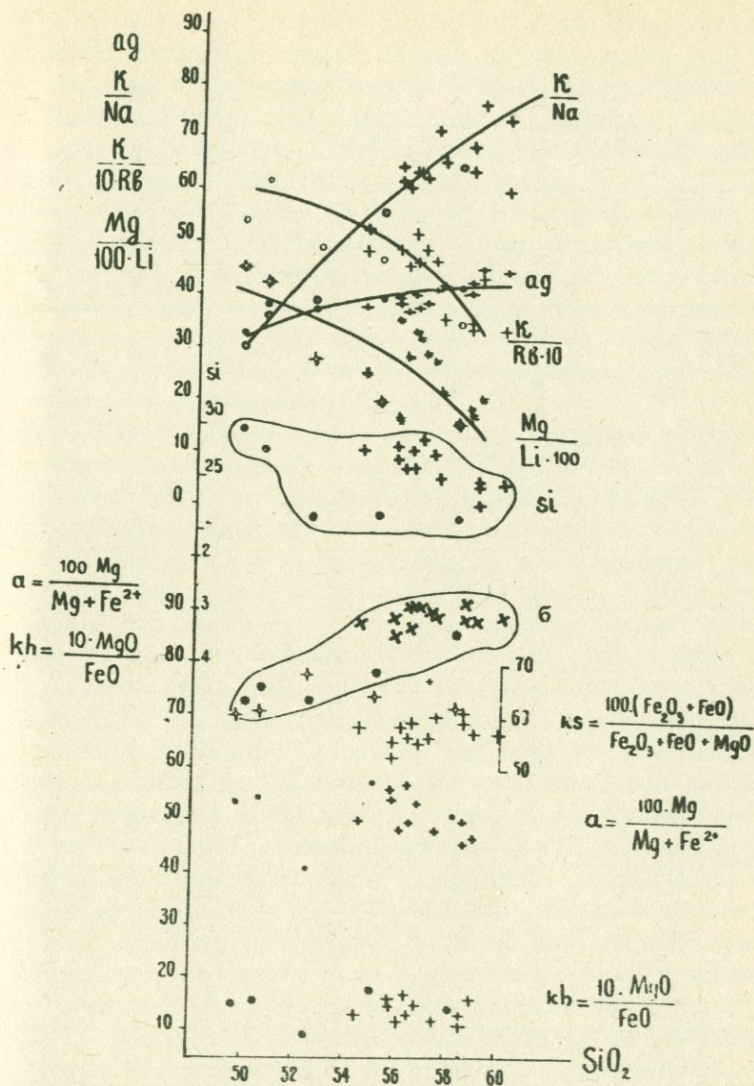


Рис. 33. Характер изменения петрохимических характеристик коэффициентов Ритмана (6), Куно (si), мафического индекса Симпсона (ks), коэффициента Хеса (kh, a), агпаитности (ag) и соотношений щелочных элементов ($\frac{K}{Na}$, $\frac{K}{Rb}$, $\frac{Mg}{Li}$)

в лавах Гегамского нагорья с ростом их кремнекислотности. Кружками показаны породы двух первых эруптивных этапов, а крестиками – андезито-базальт – андезиты третьего этапа.

Параметры	Эруптивный этап, выборки																	
	I		II			III												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
$\frac{[Fe_2O_3 + FeO]}{Fe_2O_3 + FeO}$	5,88	9,41	8,86	8,89	7,10	6,86	7,17	6,34	6,53	6,29	7,02	6,63	5,97	6,13	6,23	5,42	6,42	5,41
$\frac{Fe_2O_3 + FeO + MgO}{Fe_2O_3 + FeO}$	0,62	0,80	0,81	0,68	0,64	0,52	0,58	0,56	0,55	0,55	0,59	0,58	0,59	0,68	0,60	0,57	0,57	0,57
$k.o = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$	0,55	0,54	0,59	0,46	0,68	0,53	0,45	0,53	0,51	0,45	0,48	0,44	0,47	0,43	0,42	0,52	0,82	0,88
$\frac{MgO}{FeO}$	1,36	1,49	1,55	0,88	1,76	1,52	1,29	1,69	1,62	1,49	1,30	1,22	1,27	1,11	1,22	1,60	4,32	11,4
$a = \frac{100 Mg}{Mg + Fe^{2+}}$	51,0	53,5	54,6	40,7	57,6	54	50	56,8	55,7	53,5	50,2	48,6	49,7	46,2	48,6	47,1	76,9	89,7
$\frac{100 TiO_2}{Fe_2O_3 + FeO}$	13,0	13,1	14,3	16,0	13,7	11,5	11,6	10,7	10,7	11,0	11,2	11,9	11,8	11,3	13,2	10,9	9,2	10,5
$[Na_2O + K_2O]$	7,21	5,65	5,84	6,70	7,11	6,33	6,10	6,62	6,66	6,32	6,22	6,26	6,68	7,01	6,69	7,07	6,54	7,15
$ag = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	41,9	32,6	38,2	37,4	39,2	39,3	38,0	40,4	40,6	39,1	38,3	37	41,4	43,0	42	45,5	41,4	45,0
$\omega = \frac{MgO}{CaO + Na_2O + K_2O}$	28,2	43,7	35,4	30,6	28,3	36,1	36	36	37,4	38,6	35,0	33,6	31	30	32,3	30,4	36	32
$alkal = Al_2O_3 + Na_2O + K_2O$	24,4	23	23,6	24,6	25,2	22,4	22,1	23,0	23,1	22,5	22,4	23,0	22,8	23,3	22,7	22,6	22,3	23,0
$\sigma = \frac{(Na_2O + K_2O)^2}{SiO_2 - 43}$	3,41	4,75	4,48	4,71	4,16	3,13	3,23	3,27	3,45	2,90	2,86	2,93	2,8	3,1	3,1	3,1	3,0	3,07
$si = \frac{100 Mg}{Fe_2O_3 + FeO + MgO + Na_2O + K_2O}$	21,6	29,8	27,8	21,4	21,7	27,1	27,7	27,8	28,3	29,0	26,2	26,2	24,5	22,6	25,4	24,9	27,6	24,7
$f = \left[\left(\frac{1}{3} Si + K \right) - (Ca + Mg) \right]$	12,93	2,52	0,94	8,0	10,2	8,8	7,1	9,2	8,8	9,3	9,3	9,2	11,8	12,7	10,5	12,0	9,7	13,1
$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	0,29	0,35	0,35	0,34	0,33	0,28	0,29	0,29	0,29	0,28	0,29	0,30	0,28	0,28	0,28	0,26	0,27	0,27
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	0,65	0,30	0,36	0,39	0,56	0,62	0,53	0,64	0,65	0,63	0,64	0,61	0,64	0,69	0,66	0,77	0,72	0,74
$CI = \Sigma (An + Di' + Fo')$	30,1	45,5	45,6	35,3	35,0	36,7	38,2	36,1	36,4	35,8	35,9	36,5	37,5	29,4	33,0	31,2	36,4	30,1
$DI = \Sigma (Q + Or + Ab)$	60,3	42,2	43,6	51,9	55,1	51,7	48,4	53,1	52,0	52,2	51,8	51,0	57,7	59,2	55,1	59,6	54,7	51,9

Примечание: обозначения выборок 1-18 те же, что и в табл. 34.

ветствуют форстериту, в то время как для плагиоклаза наблюдаются различия в составах модалном и нормативном: для трещинных базальтов Камо (первый вулканический этап) эта разница является максимальной (№ 64–65 против нормативного 44), чуть меньше она для базальтов Саакасар (56–58 против того же № 44). В андезито-базальтах архашенского покрова фиксируются две генерации плагиоклазов – I (№ 56–58), аналогичная наблюдающейся в базальтовых лавах Саакасар, и II (1 – 39–40), приближающаяся к нормативному составу (№ 37). В андезито-базальтах разданского потока наблюдается плагиоклаз только № 37–39, близко соответствующий нормативному № 37. Для андезито-базальтов манычарского комплекса также наблюдаемый состав вкрапленников (№ 44–47) основнее нормативного (№ 34).

Для андезито-базальтов и андезитов третьего вулканического этапа нормативный минеральный состав одинаков и включает характерный парагенезис: двупироксен – кварц – плагиоклаз. Модалный же состав существенно отличен – во всех образованиях кварц и ортопироксен во вкрапленниках отсутствуют, но фиксируется (исключение – вулкан Джрбашян) пара оливин – клинопироксен. Причем вкрапленники оливина в андезито-базальтах третьего этапа имеют существенно магнезиальный состав, аналогичный тому же в образованиях первого – второго этапов, что подтверждает неравновесность условий их образований и раннее (на больших глубинах) выделение оливина. Нормативный состав плагиоклаза для лав простых шлаковых и лавовых конусов соответствует № 37–38, а наблюдаемый во вкрапленниках – № 57–60 (!). В лавах сложных вулканов (Армаган и Джрбашян) состав вкрапленников плагиоклаза (38–40 и 33–36) приближается к нормативному (34 и 32 соответственно). Состав вкрапленников оливина в андезито-базальтовых и андезитовых лавах третьего и более ранних этапов близок и соответствует форстериту ($2V = 87\text{--}89^\circ$; табл. 33). В общем, можно говорить о значительной неравномерности условий формирования андезито-базальтов третьего вулканического этапа Гегамского нагорья.

Интересным является проявление прямой зависимости между количеством вкрапленников оливина и основностью породы (рис. 34). Она не может быть следствием процессов кристаллизационной дифференциации, поскольку оливин для андезито-базальт-андезитовых лав третьего этапа не характерен. По

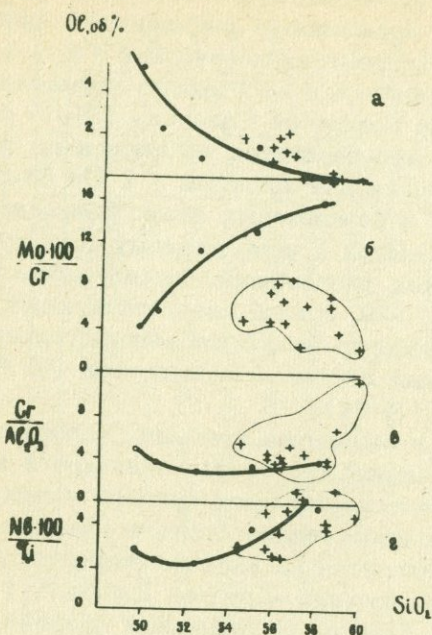


Рис. 34. Зависимость между количеством вкрапленников оливина (а), изменением соотношений $\frac{Mo}{Cr}$ (б),

$\frac{Cr}{Al_2O_3}$ (в) и возрастанием кремнекислотности для лав Гегамского нагорья. Кругами показаны лавы базальт-андезито-базальт - андезитовой ассоциации первого и второго эруптивных этапов, крестиками - андезитобазальт - андезитовой ассоциации вулканитов третьего эруптивного этапа.

нормативному составу вулканиты Гегамы делятся на две группы - базальтовые, содержащие оливин в количестве 5-7%, и андезито-базальт-андезитовые, содержащие нормативный кварц (до 8,5%). При кристаллизационной дифференциации должна была бы иметь место закономерная смена парагенезисов, в частности, оливина на ортопироксен, чего не наблюдается. Оливин следует, видимо, рассматривать в качестве реликтового минерала исходных магм, а отмеченную зависимость - как результат "разбавления" материнских базальтоидных расплавов силикатическим материалом при формировании промежуточных камер.

Своеобразно и поведение элементов-примесей в рассматриваемых образованиях (табл. 36, 37).

Четвертичные вулканиты первого эруптивного этапа характеризуются нижекларковыми содержаниями элементов-примесей группы F, а также Rb и Li относительно основных пород, по А. П. Виноградову (Ni, Co, Cr, V - в 4-5 раз, Mn, Ti - в 2-3 раза), Nb, Y, Ga, Pb содержатся в околокларковых количествах, а концентрации Zr, Mo, K, Na превышают кларковые. И маньчарские лавы, и долеритовые базаль-

Этап вулканизма	Выборка	Группа F						Группа R				Группа C			Группа A				
		Ti · 10 ⁻²	Mn · 10 ⁻³	V · 10 ⁻³	Cr · 10 ⁻⁴	Ni · 10 ⁻⁴	Co · 10 ⁻⁴	Nb · 10 ⁻³	Mo · 10 ⁻⁵	Zr · 10 ⁻²	Y · 10 ⁻³	Pb · 10 ⁻⁴	Zn · 10 ⁻³	Ag · 10 ⁻⁶	Ga · 10 ⁻³	K	Na	Li · 10 ⁻⁴	Rb · 10 ⁻³
I	1	40,3 12 + 0,44	53,5 24 0,0	5,1 10 + 0,84	16,4 18 + 0,79	15,8 28 0,49	10,4 20 - 0,96	1,9 13 - 0,30	41,6 18 + 0,45	3,3 22 + 0,48	2,2 26 - 0,79	12,6 15 + 1,31	5,1 13 + 0,1	3,8 13 + 10,42	1,98 17 - 0,63	2,26 3,6	2,83 1,4	13,6 9,5	6,5 7,8
	2	38,8	88,8	4,9	47,5	21,5	12,0	1,0	20,2	2,5	2,2	8,6	5,4	3,4	1,85	1,0	2,75	8,6	1,68
II	3	47,1 11 + 0,63	94,3 13 - 1,21	5,86 14 - 1,32	23,9 14 - 1,16	12,6 8 - 2,76	10,4 16 + 0,41	1,06	13,2 18 - 0,07	2,0 17 0,73	2,0 28 - 0,73	8,06 14 + 1,17	4,9 20 + 0,87	3,2 14 + 0,25	1,75 14 0,0	1,21 5,7	2,55 8,2	2,0 9,6	1,96
	4	47,41 21 + 1,32	87,4 24 + 1,6	8,3 16 + 1,24	11,5 57 + 4,9	5,17 66 - 4,9	12,3 26 + 0,07	1,0	13,1 35 + 2,5	3,3 28 + 1,38	2,3 26 + 0,70	9,2 20 + 1,92	5,2 35 + 1,88	-	1,76 26 + 2,07	1,34 32	2,99 9,7	9,25 23	2,43
	5	37,6 19 + 0,38	82,6 14 + 1,5	4,7 26 + 0,81	19,9 21 + 1,26	15,0 14 + 0,41	10,1 18 - 0,09	1,4	25,9 23 + 0,05	3,7 34 + 0,25	2,0	10,1 38 + 2,3	4,9 24 + 0,86	3,02 14 + 0,56	1,75 16 + 0,79	1,92 4,2	2,79 7,2	11,9 18,5	3,67
III	6	41,9 23 + 0,96	61,1 26 + 0,38	5,4 22 ± 1,83	36,8 28 ± 0,10	19,0 59 + 3,8	8,6 37 - 0,41	1,2	17,6 44 + 2,3	2,53 33 + 1,29	1,8 21 + 0,88	9,15 16 + 1,4	3,6 32 + 1,62	3,1 17 - 2,1	1,4 23 + 1,14	1,78 17	2,65 4	11,4 25	4,54
	7	48,0 10 - 0,11	82,6 21 - 0,14	6,5 15 + 1,45	52,7 19 - 0,03	27,1 31 + 1,91	11,5 11 + 0,76	1,4	25,6 29 + 1,36	2,95 18 + 0,08	1,9 27 - 2,91	10,8 43 + 1,38	4,5 23 + 1,15	3,2 13 + 2,7	1,8 17 + 0,72	1,81 14	2,34 11	12,1 22	3,73
	8	42,5 12 + 0,40	78,5 18 + 0,89	7,7 12 + 0,21	35,1 14 + 0,45	31,8 28 + 2,56	11,8 13 + 0,97	1,5	23,2 14 + 0,89	3,03 22 + 1,08	2,1 16 0,26	10,8 13 + 1,86	5,4 18 + 1,04	2,76 27 0,0	2,0 13 + 0,18	1,76 5	2,45 7	9,0 46	3,31
	9	35,6 17 + 0,40	86,7 19 - 0,07	7,3 13 0,00	32,3 21 + 0,39	22,9 25 + 0,34	12,4 16 + 1,77	1,6	24,0 19 + 1,01	2,2 30 - 0,56	-	11,6 12 + 1,04	3,3 20 + 3,14	3,3 18 0,0	2,1 15 0,00	1,77 8	2,38 9	9,3 27	3,77
	10	39,5 21 + 0,30	86,8 19 - 0,50	7,6 18 0,36	48,7 22 + 0,26	34,8 60 + 2,45	14,2 26 + 1,07	1,8	42,4 20 + 0,15	2,5 38 0,78	1,7 46 + 0,32	14,9 28 + 0,51	5,8 27 + 1,0	3,9 22 0,0	2,5 22 + 1,21	1,83 9	2,36 13	10,5 33	3,71
	11	49,0 16 + 0,52	61,4 14 + 0,41	5,4 19 + 1,07	24,8 15 + 0,55	30,3 27 - 0,60	11,3 14 - 0,31	1,2	11,8 17 + 0,41	2,2 4 0,0	2,0 8 + 0,67	10,2 28 + 1,25	3,0 32 - 0,54	2,8 14 + 0,80	2,2 12	1,6 12	2,43 8	8,75 28	3,78
	12	47,2 22 0,83	66,9	6,0	24,7	22,7	11,3	1,2	20,2	2,4	2,0	10,1	-	3,3	1,6	1,80	2,40	9,50	3,92
	13	29,5	57,7	4,5	24,4	12,3	7,4	1,16	17,20	1,45	1,6	9,4	3,4	2,5	1,5	2,06	2,69	13,3	5,86
	14	34,6	60,7	4,2	28,4	18,8	9,1	1,3	17,3	1,85	-	10,1	3,2	3,1	1,4	2,01	2,56	12,5	5,87
	15	15 - 0,36	46 + 3,8	10 + 0,30	21 + 1,21	27 + 1,21	21 - 2,2	11 + 0,30	24 + 0,40	18 - 0,09	-	9 0,35	15 + 0,24	13 - 3,6	10 + 0,49	3	7	6	4
	16	32,5	76,9	6,4	40,5	27,3	12,4	1,7	25,2	1,9	-	12,1	6,2	3,9	2,2	2,08	2,64	12,0	5,84
	17	28,7	70,2	6,7	73,7	33,3	12,4	1,6	25,6	2,4	1,9	13,2	4,4	3,6	2,1	2,10	2,39	11,8	4,78
	18	16 0,03	20 0,01	11 + 1,02	25 + 0,37	56 + 2,3	17 + 1,45	17 + 1,6	35 + 0,31	17 + 0,30	35 - 0,42	24 + 1,94	22 + 1,66	25 - 1,48	17 - 0,58	7	56	11	16
	19	25,6	58,7	6,2	100,6	33,5	12,2	1,4	24,8	2,1	-	11,4	4,4	3,3	1,85	1,98	2,33	10,6	4,22
	20	19 + 0,81	19 0,00	19 + 1,2	28 + 0,82	42 + 2,4	11 + 0,75	13 + 0,91	26 + 0,82	16 0,0	-	17 + 2,7	18 + 0,1	26 0,0	15 0,13	4	5	13	15
	21	28,0	60,9	4,5	50,0	16,0	9,0	1,2	11,2	2,8	-	9,7	3,5	-	1,6	2,13	2,30	7,33	3,57
	22	16 + 0,42	17 - 0,85	11 0,00	19 0,00	21 + 0,72	25 + 2,07	2 + 0,25	20 + 1,64	20 + 0,83	-	9 - 0,74	12 0,00	-	16 0,31	2	10	25	42
Кларки по А.П. Виноградову для основных пород средних		90 80	200 120	20 10	200 50	160 55	45 10	2 2	14 9	10 26	2 -	8 15	13 7,2	10 7	1,8 2	0,83 2,3	1,94 3,0	15 20	4,5 10
по С.Р. Тейлору среднее для известково-щелочного андезита		42	120	17,5	56	18	24	0,43	11	11	-	6,7	-	13	1,6	1,33	2,73	10	3,1

Примечание: для каждого компонента в клетке даны: сверху — математическое ожидание (средняя концентрация), внизу — слева коэффициент вариации (в %), справа — коэффициент асимметрии; доверительными границами для нормального распределения при 5%-ном уровне значимости (-0,81+0,81). Обозначения выборок те же, что и в табл. 34.

ты в общем обогащены редкими элементами, но не в одинаковой степени. Впрочем, это различие целиком обусловлено петрографическим составом пород — более кислым, приближающимся к андезитовому для манычарских лав и более основным для выборки долеритовых базальтов Камо. Общее количество элементов-примесей в изучаемых образованиях, как видно из табл. 36, близко к "нормальному" для соответствующего по химизму типа пород. "Избыточное" количество редких элементов при этом несколько больше для андезито-базальтов, чем для долеритовых базальтов.

Для вулканитов второго этапа из спектра исследуемых химических элементов в надкларковых количествах присутствуют во всех выборках калий, натрий, молибден (в базальтах архашенского покрова), свинец. Элементы-примеси, относящиеся к группе F, а также Zn и Ag из группы цветных металлогенных примесей и редкие щелочные Rb и Li в общем составляют 0,3–0,7 кларкового количества.

В вулканитах третьего этапа, принадлежащих к крайнему, более кислому ряду рассматриваемой серии, концентрации Ti, Ni, V ниже кларка для средних пород (по А. П. Виноградову), а Cr, Co соответствуют кларковым. Редкие элементы содержатся в около- (Zr, Nb, Y) и вышекларковых (Mo) количествах. Из металлогенных цветных элементов содержания Pb приближаются к кларковым, а Zn и особенно Ag понижены. Содержания K и Na приближаются к кларку для средних пород, по А. П. Виноградову, а Li и Rb понижены в 2–2,5 раза.

Таким образом, общей характерной чертой четвертичных вулканитов Гегамского нагорья является обеднение относительно кларков (по А. П. Виноградову) фемических примесями и Zn, Ag, повышенная щелочность (по K, Na при недостатке редких Rb и Li) и обогащение Mo заслуживает внимания при этом сложный вулкан Джрбашян, где наблюдается повышенное содержание Cr. Относительно известно-щелочного андезита С. Р. Тейлора отчетливо проявляется обеднение всех вулканитов Гегамы Cr, Co, V, Mn (кроме вулкана Джрбашян) и обогащение Mo, Rb, K, Pb, т.е. по соотношению уровней концентраций элементов-примесей разных групп базальт-андезито-базальт-андезитовые ассоциации четвертичных вулканитов Гегамского нагорья аналогичны соответствующим ассоциациям Кечутского хребта (отличием яв-

Таблица 37

Коэффициенты пропорциональности элементов-примесей

Параметры	I		II			III												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Cr/Ni	1,7	2,1	1,9	2,2	1,3	1,9	1,9	1,1	1,4	1,4	0,8	1,1	1,97	2,06	1,5	2,2	3,0	3,1
Ni/Co	1,4	1,8	1,2	0,42	1,4	2,2	2,3	2,7	1,8	2,5	2,7	2,0	1,6	1,5	2,2	2,7	2,7	1,8
Ti/Mn	7,5	4,4	5,0	1,54	4,58	6,8	5,8	5,4	4,1	4,5	8,0	7,0	5,1	5,7	4,2	4,1	4,3	4,0
Ni·100/Mn	2,9	2,4	1,3	0,6	1,8	3,1	3,2	4,0	2,6	4,0	4,9	3,4	2,1	2,2	3,5	4,7	5,6	2,6
Co·100/Mn	1,9	1,3	1,1	1,4	1,2	1,4	1,4	1,5	1,4	1,6	1,8	1,7	1,3	1,5	1,6	1,7	2,1	1,5
V·10/Mn	1,0	0,6	0,6	0,9	0,6	0,9	0,8	1,0	0,8	0,9	0,9	0,9	0,8	0,7	0,8	1,0	1,0	0,7
Co·10 ⁴ /MgO	2,7	1,9	1,8	2,8	2,5	1,7	2,4	2,4	2,4	2,5	2,3	2,4	1,8	2,3	2,7	2,9	2,4	2,2
Ni·10 ⁴ /MgO	4,3	3,4	2,2	1,2	3,8	3,8	5,3	6,4	4,4	6,8	6,3	4,2	3,0	3,6	6,1	7,9	6,7	4,1
Ti·100/Fe ₃ O ₃	6,7	4,1	5,3	5,3	5,3	6,0	6,7	6,6	5,5	6,3	7,0	7,1	5,0	5,1	5,4	4,0	4,0	5,2
Cr·10 ⁴ /Al ₂ O ₃	1,5	2,7	1,4	0,6	1,1	2,3	3,3	2,1	2,0	3,0	1,5	1,5	1,5	1,7	2,5	4,7	6,4	9,2
Mo·10/Pb	3,3	2,3	1,6	1,4	2,5	1,9	2,4	2,1	2,1	2,8	1,1	2,0	1,8	1,7	2,1	1,9	2,1	1,2
Nb·10 ³ /Ti	4,7	2,7	2,2	2,1	3,7	2,8	2,9	3,5	4,5	4,6	2,4	2,5	4,0	3,8	5,2	5,6	5,5	4,3
Mo·100/Cr	16	4,2	5,5	11,3	13	4,8	4,8	6,6	7,4	8,7	4,7	8,2	7,0	6,1	6,2	3,5	2,4	2,2
Zr·100/Ti	0,8	0,6	0,4	0,7	1,0	0,6	0,6	0,7	0,7	0,6	0,5	0,5	0,6	0,5	0,8	0,6	0,7	0,6
Zn·10/Mn	0,9	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,5	0,5	0,6	0,5	0,8	0,6	0,7	0,6
Zn/Ni	3,3	2,5	3,9	10	3,3	1,9	1,7	1,7	2,3	1,6	1	1,5	2,8	2,3	2,3	1,3	1,3	2,2
Pb/Zn	0,25	0,16	0,16	0,18	0,21	0,25	0,24	0,20	0,22	0,26	0,34	0,30	0,28	0,32	0,20	0,30	0,26	0,28
K/Na	0,81	0,36	0,48	0,44	0,69	0,67	0,77	0,72	0,74	0,78	0,74	0,71	0,76	0,79	0,79	0,88	0,84	0,82
K/Rb	352	537	620	488	472	400	486	532	478	493	465	460	353	348	357	439	470	596
MgO/Li	1610	4500	4260	2770	2000	2614	2537	3356	3365	2952	3260	2880	1835	1856	2210	2120	2802	3380

Примечание: обозначения выборок те же, что и в табл. 36.

ляется несколько большая щелочность).

На диаграммах (рис. 35, 36) рассматривается поведение элементов-примесей по группам в зависимости от изменения кислотности, магнезиальности, щелочности вулканитов. Анализ этих данных позволяет отметить следующее.

Группа F (хром, никель, кобальт, ванадий, марганец, титан).

Характерной зависимостью роста фемических примесей с увеличением и уменьшением кислотности для вулканитов Гегамского нагорья не наблюдается. Дисперсии концентраций элементов рассматриваемой группы невелики, коэффициенты вариации их содержаний не превышают 30%. Для вулканитов III этапа дисперсия заметно ниже, что является отражением большей однородности их химического и минерального составов. Асимметрия распределения концентраций для изучаемых элементов составляет $0 + 0,79$ при доверительных границах $- 0 + 0,81$, т.е. статистически распределение плотностей вероятностей концентраций указанных элементов соответствует нормальному (гауссовскому) закону.

Для образований всех трех вулканических этапов сохраняется аналогичное соотношение $Cr > Ni > Co$, $\frac{Mn}{Fe}$ (0,03-0,04) и других сопряженных пар элементов-примесей группы F (табл. 37). Отношения $\frac{Ti}{Mn}$ и $\frac{Cr}{Al_2O_3}$ ("индикаторы глубинности") также не изменяются соответственно изменению MgO или SiO_2 (табл. 37).

Группа R (молибден, цирконий, ниобий, иттрий).

Редкие элементы-примеси варьируют слабее элементов группы F (табл. 36), также не обнаруживая направленного изменения концентраций при увеличении щелочности, кислотности или магнезиальности. Слабо фиксируется лишь некоторое возрастание концентраций для Mo. Вариации содержаний внутри отдельных выборок лежат в пределах 20-30%. Характер распределения вероятностей содержаний близок к нормальному.

Интересно изменение соотношений $\frac{Zr}{Ti}$, $\frac{Nb}{Ti}$, $\frac{Mo}{Cr}$ (т.е. редкого элемента к его кристаллохимическому аналогу) в ряду возрастания кислотности. В общем для исследуемых об-

разований устанавливается усиление разделения этих элементов при переходе от ранних к более позднему-третьему этапу. При этом для $\frac{Mo}{Cr}$ в образованиях первого и второго этапов наблюдается пропорциональный рост отношения (рис. 34), в то же время образования третьего этапа довольно отчетливо отделяются, формируя тесный изометрический рой.

Группа С (свинец, цинк, серебро, галлий).

Элементы рассматриваемой группы обнаруживают слабые тренды в распределении концентраций: увеличение Pb с ростом кислотности и щелочности и слабое снижение Zn, Ag с ростом кислотности (рис. 35). Однородность рассматриваемых образований по распределению элементов-примесей группы С подтверждается и выдержанностью коэффициентов их пропорциональности (табл. 37).

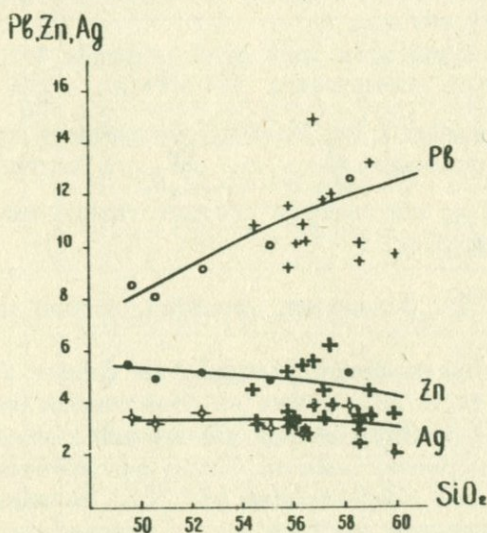


Рис. 35. Диаграмма поведения элементов - примесей группы С с ростом кислотности лав.

Группа А (калий, натрий, литий, рубидий).

Изменение К прямо пропорционально росту SiO₂ и обратно MgO. Содержания натрия колеблются для образований

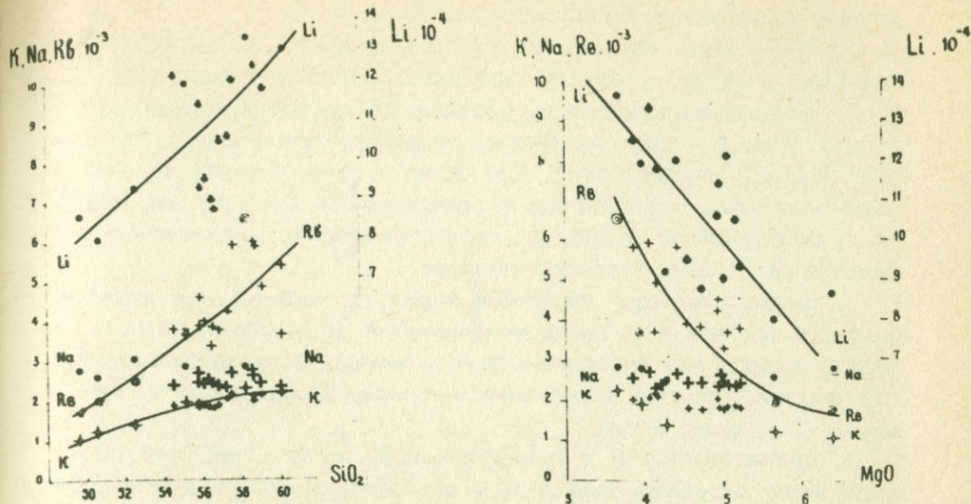


Рис. 36. Диаграммы поведения элементов-примесей группы А в зависимости от изменения кислотности и магнезиальности лав.

всех трех этапов в узких пределах вне зависимости от изменения SiO_2 и MgO . Для рубидия и лития градиент изменения концентраций с ростом SiO_2 , ag , MgO проявлен отчетливо, причем наблюдаемая дисперсия значительно больше для андезитобазальт – андезитовых образований третьего вулканического этапа (рис. 36).

Отношение $\frac{\text{K}}{\text{Na}}$ линейно возрастает, а $\frac{\text{K}}{\text{Rb}}$ и $\frac{\text{Mg}}{\text{Li}}$ положо снижаются с ростом SiO_2 причем разброс значений вокруг линии тренда очень мал. $\frac{\text{K}}{\text{Rb}}$ для всех вулканитов Гегайского нагорья сохраняется более высоким, чем среднее значение для изверженных пород по Аренсу и кларковые по Виноградову. Андезитобазальт – андезитовые породы третьего этапа хорошо сопоставляются по величине $\frac{\text{K}}{\text{Rb}}$ со средним значением известково-щелочного андезита по С. Р. Тейлору (табл. 37).

Суммируя все приведенные данные по минералогии, петрографии, химизму и распределению элементов-примесей, мож-

но выделить следующие основные особенности верхнечетвертичных вулканитов Гегамского нагорья:

1. отсутствие направленности в изменении состава лав от этапа к этапу и внутри отдельных этапов вулканизма;
2. дифференцированность состава продуктов вулканизма ранних этапов - от практически недифференцированных базальтов (Камо - первый этап, Саакасар - второй этап) до андезито-базальтов и андезитов и однородность состава лав третьего вулканического этапа, их преимущественно андезито-базальтовый до андезитового состав;
3. петрохимически щелочной характер базальт - андезито-базальтовых лав и известково-щелочной андезито-базальт-андезитовых (вне зависимости от времени их формирования), что подтверждается значениями индексов Полдερварта, Пиккока, Ритмана, Куно;
4. принадлежность к гиперстеновой серии Куно (рис. 38) (при этом андезито-базальты и андезиты третьего этапа располагаются ниже области гиперстеновой серии, т. е. они более магнезиальны и известковисты);
5. резкое несоответствие нормативного и модального минералогического состава известково-щелочных андезито-базальт - андезитов простых лавовых и шлаковых конусов, выражающееся в присутствии вкрапленников магнезиального оливина и основного плагиоклаза при нормативном составе - двупироксен-кварц-андезин; в то же время состав андезитовых лав сложных вулканов приближается к нормативному (отсутствие оливина, наличие кислого плагиоклаза); присутствие в породах ксеногенного кварца;
6. породы обеднены элементами-примесями группы железа-магния и обогащены K, Rb, Pb по сравнению с известково-щелочным андезитом Тейлора ($\frac{K}{Rb}$ - отношение при этом соответствует таковому для среднего андезита Тейлора);
7. наблюдается полная индифферентность поведения микропримесей в отношении главных породообразующих компонентов в вулканитах всех трех этапов при традиционном изменении содержаний породообразующих окислов, когерентном изменении кислотности (правда, в пределах всего 10% SiO_2);
8. устанавливаются весьма слабые колебания коэффициента Стейнера (23-24,4 для образований I этапа, 23-8-25 - II этапа, 22,15-23,3 - III этапа), а также неширокие и не-

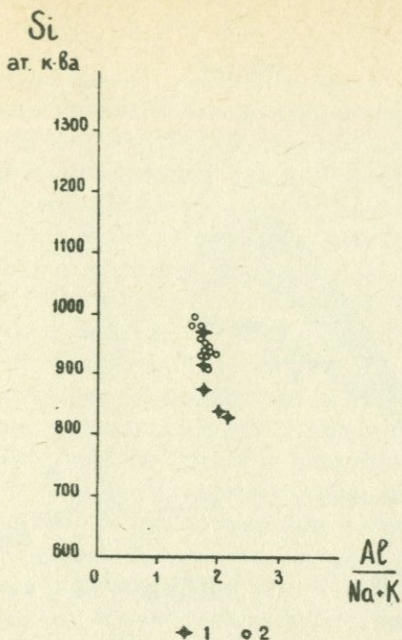


Рис. 37. Диаграмма Ф. Р. Апелъцина и Ю. М. Шейнманна для лав Гегамского нагорья. 1 – базальт – андезито-базальт – андезитовая ассоциация первых двух эруптивных этапов; 2 – андезито-базальт – андезитовая ассоциация третьего этапа.

закономерные колебания (без выраженной направленности) индексов CI Полдерваарта и Паркера и DI Торнтона и Таттла;

9. не наблюдается повышения железистости и уменьшения магнезиальности образований третьего, наиболее позднего вулканического этапа; напротив, по значениям параметра Хеса, мафического индекса Симпсона, отношения $\frac{f}{m}$ петрохимических характеристик Заварицкого фиксируется некоторое повышение их магнезиальности.

Таким образом, для верхнечетвертичных вулканитов в пределах Гегамского нагорья отчетливо устанавливается отсутствие признаков последовательной дифференциации их составов.

Верхнечетвертичные вулканиты Гегамского нагорья, без сомнения, образуют родственное семейство, что подтвержда-

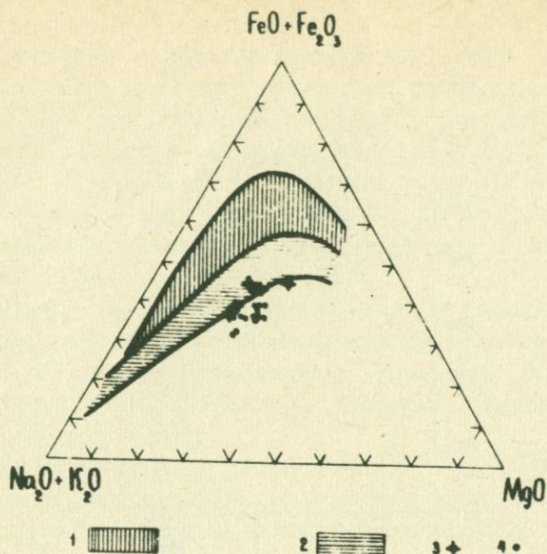


Рис. 38. Диаграмма Уэджера и Дира $[(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{MgO} - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})]$. 1 - поле пижонитовой серии вулканитов; 2 - поле гиперстенной серии пород по Х. Куно; 3 - базальт - андезит - базальт - андезитовая парагенетическая ассоциация вулканических пород Гегамского нагорья; 4 - андезит - базальт - андезитовая ассоциация вулканических пород Гегамского нагорья.

ется однородностью их состава, общими минералого-петрографическими и петрохимическими особенностями (идентичность состава вкрапленников реликтового оливина в базальт-андезито-базальт - андезитовых лавах всех трех вулканических этапов, постоянство ряда индикаторов петро- и геохимических характеристик - a1ka1 , CI , DI и др.).

Можно говорить о базальтовом характере "изначальной" магмы, близости ее по составу к недифференцированным долеритовым базальтам типа лори-ахурянских или базальтов г. Камо и дальнейшей сложности ее эволюции. О глубинном характере родоначальной магмы свидетельствуют унаследованный всеми ее производными дефицит редких щелочных элементов (Rb , Li) и соответственно высокие $\frac{\text{K}}{\text{Rb}}$ и $\frac{\text{Mg}}{\text{Li}}$ -

отношения, существенно магнезиальный состав оливина.

Процессы кристаллизационной дифференциации в формировании пород, вероятно, играли незначительную роль, что подтверждается отсутствием крайних кислых членов серии, некоторым повышением магнезиальности и связанных с нею петрохимических характеристик в лавах третьего, наиболее позднего этапа вулканизма. Наряду с этим, весьма четко отмечается существенное влияние ассимиляции сиалического материала в ходе эволюции магмы в каналах, а затем (и в основном) очаговой эволюции, что и определило: а) известково-щелочной характер и принадлежность рассмотренных андезито-базальт-андезитовых образований к гиперстеновой серии Куно; б) обогащение пород "коровыми" компонентами и обеднение фемическими; в) отсутствие тренда распределения концентраций элементов-примесей, несмотря на существование направленности в изменении основных породообразующих окислов; г) наличие ксеногенного кварца и плагиоклаза и др; д) уменьшение индекса (Б) Ритмана с возрастанием кислотности пород.

Наблюдаемые вариации состава верхнечетвертичных вулканитов Гегамского нагорья не соответствуют временной последовательности их излияний, что позволяет предположить существование в течение длительного времени уже к началу излияний серии связанных магматических очагов с разной степенью их "вызревания" - дифференцированности, контаминации коровым материалом и различной глубиной формирования, последовательное вскрытие которых обусловило излияние на поверхность лав того или иного состава.

Андезито-базальты третьего вулканического этапа, в целом, более кислые по составу (базальтоиды среди них отсутствуют), вместе с тем характеризуются несколько повышенной магнезиальностью и известковистостью, что обуславливает повышение содержания Cr, Ni в них и обособление на графиках геохимических параметров в виде очень тесного изометричного роя. Эти особенности состава лав третьего эруптивного этапа дают основание предполагать, что они формировались из промежуточного очага, обособившегося, возможно, даже ранее некоторых очагов, поставлявших магматический материал в течение первого и второго вулканических этапов. Существование промежуточных очагов доказывается всем своеобразием хода эволюции магмы и геолого-структурными условиями (38). По-видимому, их образование было связано

с воздыманием складчатой зоны Армении в четвертичное время. На общем фоне поднятия наблюдаются отдельные брахиподобные вздутия, к которым и приурочены вулканические нагорья Армянской ССР. Промежуточные очаги фактически являлись своеобразными камерами питания вулканов. По глубинным разломам очаги снабжались магмой, поступающей с больших глубин, которая, без сомнения, была единой по составу (вероятнее всего, базальтовой). Окончательно состав излившихся лав формировался уже в промежуточных очагах — камерах.

Долеритовые базальты Камо и базальты Саакаса петрохимически и геохимически аналогичны недифференцированным долеритовым базальтам лори-ахурянской толщи: для них характерен щелочной состав, низкие содержания Rb и Li высокие $\frac{K}{Rb}$ и $\frac{Mg}{Li}$ отношения и близкое (к лори-ахурянским базальтам) положение на диаграммах Куно, Мурата и др.

Андезито-базальты и андезиты Гегамского нагорья несут многочисленные следы неравновесности условий их формирования и становления, что отчетливо выражено в особенностях их химического состава, резком несоответствии модалного и нормативного минералогического составов, особенностях распределения в них микропримесей, в первую очередь, фемических.

Вся серия верхнечетвертичных лав Гегамского нагорья, как следует из рис. 39, в общем дает изменение составов, аналогичное по характеру известково-щелочным сериям лав Каскад и Парикутин, по Е. Ф. Осборну.

2. Петрогеохимические особенности андезито-базальт — андезитовой парагенетической ассоциации вулканических пород Айюцдзора

Петрографический состав лав различных этапов вулканизма Айюцдзора очень близок. Для них характерны олигофировая структура, небольшие размеры вкрапленников и главным образом пилотакситовая структура основной массы. Иногда, однако, для последней наблюдаются элементы гиалопилитовой, реже микродолеритовой структуры (андезито-базальты Сарпалинского покрова). По отдельным разновидностям пород отмечаются различия в содержании порфиновых выделений (40): в оливиновых и пироксеновых породах количество вкрапленников не превышает 4,6%, тогда как в роговообманковых (лавы Смбатасара) достигает 8–10% (табл. 38).

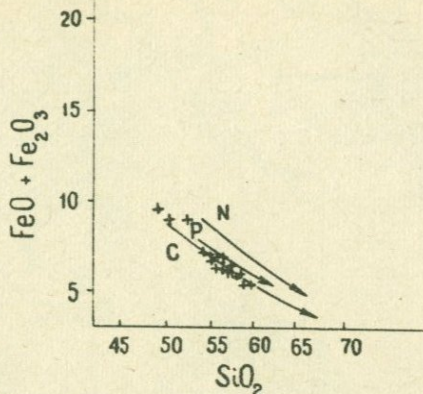


Рис. 39. Диаграмма Е. Ф. Осборна для лав Гегамского нагорья. N — средние составы вулканитов по Ноккольдсу, P — лавы Парикутин, C — серия Каскад; крестиками показаны лавы Гегамского нагорья.

В целом какого-либо существенного отличия между породами различных этапов не устанавливается. Следует отметить небольшие изменения в оптических характеристиках темноцветных минералов вкрапленников (табл. 38, 39). Так, углы оптических осей пироксенов закономерно увеличиваются вверх по разрезу и для лав первого этапа соответствуют значениям $52^{\circ} - 54^{\circ}$, второго — $54^{\circ} - 56^{\circ}$, третьего — $57^{\circ} - 59^{\circ}$. В то же время для амфиболов значение угла $2V$ в том же направлении уменьшается: для первого этапа он равен 72° , для второго — $68-69^{\circ}$ и для третьего — $62-66^{\circ}$. Изменения оптических констант оливина менее отчетливы. Вверх по разрезу намечается также уменьшение степени равномерности распределения рудного минерала: для образований Варденисского покрова характерно равномерное его выделение, в лавах вулкана Жилли-гель появляются отдельные крупные зерна, а в лавах Джермукского кратера и Гндевазского вулкана отмечаются кучные скопления минералов. В лавах вулкана Далик распределение рудного минерала весьма неравномерно, и количество крупных идиоморфных кристаллов, ассоциирующих с темноцветными минералами, значительно превышает количество распыленного минерала.

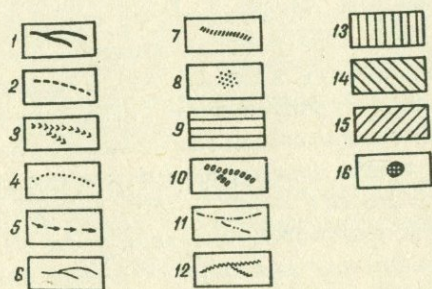
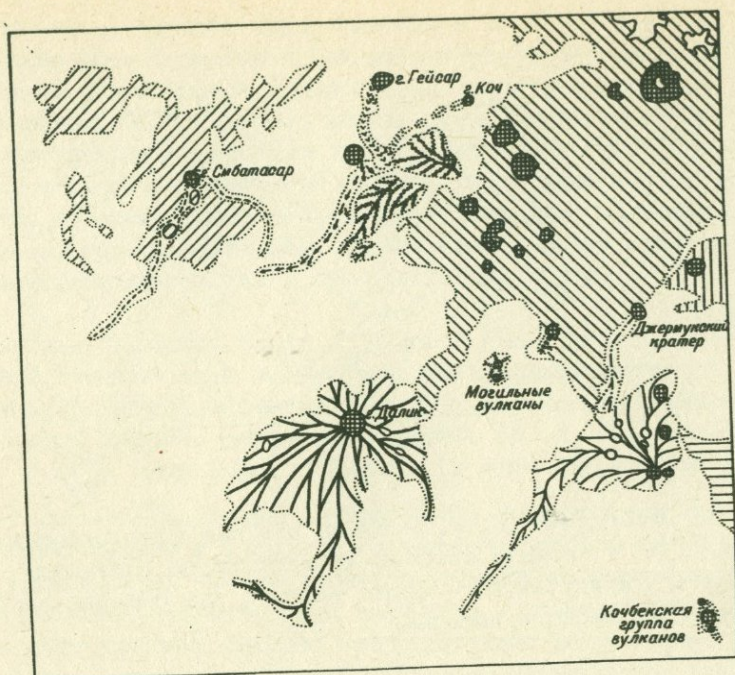


Рис. 40. Схематичная карта четвертичных вулканических образований Айотцзора (по К. И. Карапетяну). 1 - лавы вулкана Далик; 2 - лавы вулкана Смбатасар; 3 - лавы вулкана Гейсар; 4 - лавы вулкана Коч; 5 - лавы Гюллидузского вулкана; 6 - лавы вулкана Гндеваз; 7 - лавы группы Могильных вулканов; 8 - лавы Кочбекской группы вулканов; 9 - лавы левобережья р. Воротан; 10 - лавы вулкана Кармраглух; 11 - лавы Джермукского кратера; 12 - лавы вулкана Гетик; 13 - лавы Сарцалинского покрова; 14 - лавы Джермукского покрова; 15 - лавы Варденисского покрова; 16 - центры извержений.

Таблица 38

Минералогический состав четвертичных вулканитов Айодзора

Эруп- тивный этап	Вы- бор- ка	М о д а л ь н ы й с о с т а в								Н о р м а т и в н ы й с о с т а в																
		Вкрапленники						Основ- ная мас- са	Сумма	Ap	Il	Mt	Or	Ab	An	Ne	Dy			Hy		O1		Q	Hm	Сум- ма
		O1	cPx	Hb	P1	Qксен	Mt										Wo	En	Fs	Bn	Fs	Fo	Fa			
I	1	-	0,06	1,05	3,54	0,20	0,92	94,24	100,1	1,11	1,38	1,57	16,17	35,87	17,93	-	2,84	2,23	0,27	7,34	0,89	-	-	8,9	3,49	99,99
	2	-	2,04	-	0,23	0,19	0,96	96,57	99,99	1,58	1,31	5,29	16,3	34,68	19,24	-	4,42	3,37	0,54	9,3	1,47	-	-	2,7	-	100,1
	3	-	1,60	-	1,11	0,06	0,66	96,56	99,99	1,15	1,23	5,03	17,08	33,67	18,93	-	3,29	2,79	0,026	9,39	0,087	-	-	7,2	-	99,89
	4	-	1,27	-	0,41	-	0,53	97,78	99,99	1,29	1,1	4,41	19,7	34,29	16,32	-	2,78	1,87	0,67	6,97	2,50	-	-	7,53	0,47	99,90
	5	0,56	1,11	-	4,32	-	1,12	92,78	99,99	2,41	1,95	6,54	17,4	37,8	20,98	0,20	2,76	1,78	0,79	7,34	-	4,56	2,24	-	0,58	99,99
II	6	-	0,78	1,66	4,16	-	1,25	92,14	99,99	1,54	1,14	3,17	18,43	38,98	1,58	-	3,25	2,35	0,58	7,34	1,80	-	-	3,65	1,93	99,96
	7	-	0,85	2,57	2,54	-	0,52	93,51	99,99	1,81	1,67	5,10	16,36	38,0	18,8	-	3,4	2,25	0,93	7,02	2,89	-	-	0,98	0,64	99,85
	8	0,61	2,00	-	1,84	-	0,43	95,12	100,00	0,96	1,76	4,20	14,01	31,78	19,4	4,56	7,44	5,59	1,04	-	-	4,98	1,04	-	3,15	99,91
III	9	-	2,14	1,54	6,24	-	1,24	88,84	100,01	1,22	1,38	4,13	19,4	35,6	17,6	-	2,8	2,16	0,36	7,83	-	-	-	6,11	-	99,90
	10	1,23	0,60	-	1,68	0,32	1,06	95,10	99,99	0,69	1,3	2,03	14,5	31,23	20,7	-	4,16	2,54	1,34	11,5	6,02	-	-	3,90	-	99,92
	11	0,72	0,87	-	2,77	0,26	0,93	94,50	99,99	0,56	1,36	2,1	12,6	29,4	21,5	-	4,98	3,05	1,61	13,3	6,98	-	-	2,52	-	99,96
	12	0,67	0,35	-	1,20	0,28	1,17	96,32	99,99	0,75	1,41	3,3	13,2	31,3	19,7	-	5,01	3,49	1,06	12,8	3,88	-	-	3,97	-	99,89

Примечание: I эруптивный этап: 1 - роговообманковые андезиты Варденисского покрова, 2-4 - пироксеновые андезито-базальты вулкана Жилли-гель (соответственно - предвершинная часть конуса, средняя часть и оконечность потока), 5 - оливиновые андезито-базальты Сарцалинского покрова; II эруптивный этап: 6 - роговообманковые андезито-базальты Джермукского кратера, 7 - роговообманковые андезиты вулкана Гндеваз, 8 - оливиновые андезито-базальты вулкана Гюллидуз; III эруптивный этап: 9 - роговообманковые андезиты вулкана Сибатасар, 10-12 - оливиновые андезито-базальты вулкана Далик (соответственно - первая, вторая и третья фаза извержений).

Таблица 39

Таблица оптических характеристик минералов новейших эффузивов Айодзора

Эруп- тивный этап	П о р о д ы	Выбор- ка	Опи- вин 2V	Пироксен		Амфибол		Плагиоклаз		
				2V	cNg	2V	cNg	1 гене- рация	II генерация	
									центр. зер- на	периферич. часть
I	Андезиты Варденисского покрова	1	-	+59-55	42-43	-72	3-5	46	33	35
	Андезито-базальты вулкана Жилли-гель: середина потока	2	-	+52-54	43-45	-	-	42-45		
	конус	3	-	+52-54	43-45	-	-	42-45		
	конец потока	4	-	+52-54	43-45	-	-	42-45		
	Андезито-базальты Сарцалинского покрова	5	-87	+56	53			54-55 (62-63)		45
II	Андезито-базальты Джермукского кратера	6	-	+54-56	44-45	-68-69	2-4	57-58	36	38
	Андезиты Гндевазского вулкана	7	-	+54-56	40-41	-68-69	2-4	48	36	38
	Андезито-базальты Гюллидузского вулкана	8	-88-89	+56-58	45-46	-	-	52-53		49
III	Андезиты Сибатасара	9	-	+56-57	42	-62-66	3-6	40-42		35
	Андезито-базальты вулкана Далик:									
	I фаза	10	-86-89	+57-59	43	-	-		58-60	54-55
	II фаза	11	-86-89	+57-53	43	-	-		58-60	54-55
	III фаза	12	-86-89	+57-59	43	-	-		58-60	54-55

Примечание: Плагиоклазы определялись по диаграмме В. В. Никитина для высокотемпературных разностей.

Приведенные данные получены по 3-6 замерам для каждой характеристики.

Несколько ярче проявляется изменение петрографического состава пород внутри каждого этапа, которое, как уже отмечалось, носит ритмический характер и в общих чертах повторяется во всех трех этапах. При отсутствии явной зависимости от основности породы в пределах каждого этапа наблюдается закономерная смена амфиболсодержащих лав ранних образований пироксен- и оливинсодержащими. При этом пироксен, представленный, главным образом, авгитом, присутствует во всех четвертичных лавах Айюндзора, и количество его вкрапленников, по-видимому, не связано с присутствием или отсутствием среди вкрапленников других темноцветных минералов.

Количественно-минералогический состав пород и оптические характеристики минералов-вкрапленников приведены в табл. 38, 39.

Как видно из табл. 38, наиболее распространенными и постоянно присутствующими минералами вкрапленников являются клинопироксен и плагиоклаз.

Клинопироксен чаще всего наблюдается в виде короткопризматических бесцветных или слабо окрашенных кристаллов авгита размером 0,2–0,4 мм. Характерно образование гломеропорфировых скоплений и постоянно наблюдающихся клинообразцов погасания зерен (тип "песочных часов"). Значительно реже встречаются кристаллы диопсидового облика (Сарпалинский покров, Гндевазский вулкан, Смбатасар). Некоторые порфировые выделения пироксена включают хорошо образованные тонкие кубики рудного минерала.

Плагиоклаз обычно соответствует составу породы и почти везде представлен двумя генерациями. Плагиоклаз первой генерации, как правило, не зонален, несколько трещиноват, часто слабо корродирован, обладает таблитчатой формой; размер зерен 0,3–0,7 мм. Плагиоклаз второй генерации распространен довольно широко, однако собственные кристаллы образует редко, чаще наблюдаясь в виде оторочек вокруг зерен первой генерации, благодаря чему общий размер зерен плагиоклаза в лавах иногда достигает 1,5 и даже 2,2 мм (Варденисский покров). Самостоятельные его зерна появляются в виде прозрачных, хорошо ограненных лейст размером до 0,2–0,5 мм, имеют свежий облик и преимущественно простое двойниковое строение. Следует отметить некоторые специфические особенности плагиоклазов из лав различных вулканов.

Так, в андезитах Варденисского покрова, наряду с обычны-

ми для лав Айюцдзора зернами плагиоклазов первой и второй генерации, присутствуют также осколочные, корродированные зерна, по составу близкие к плагиоклазам первой генерации, но отличающиеся от них формой и наличием реакционных кайм и оторочек клинопироксена. Последнее позволяет предположить ксеногенную природу этих кристаллов. В лавах всех фаз вулкана Далик плагиоклаз второй генерации отмечается только в виде самостоятельных зерен.

Базальтическая роговая обманка представлена идиоморфными вытянутыми кристаллами размером 0,2–0,4 мм, редко 1,5–2 мм (Варденисский покров, Смбатасар), постоянно в большей или меньшей степени опациitized, интенсивно плеохрозирующими от красно-бурого до свежего зеленовато-желтого цвета. В отдельных образцах пород (Смбатасар) роговая обманка содержит тонкие игольчатые вроски апатита (40).

Оливин наблюдается в виде мелких (0,2–0,3 мм) изометричных, хорошо ограненных, бесцветных зерен, обычно свежих, без видимых следов изменения. К краям зерен и трещинкам в фенокристаллах обычно тяготеют хорошо образованные кристаллики рудного минерала.

В лавах Гндевазского вулкана в очень незначительных количествах обнаруживаются в общем не характерные для лав Айюцдзора мелкие (около 0,1 мм) призматические зерна ортопироксена (гиперстена).

В ряде выборок отмечено присутствие ксеногенного кварца, который носит такой же характер, как и в лавах Гегамского нагорья.

Сопоставление модального и нормативного минералогических составов четвертичных лав Айюцдзора свидетельствует о неравновесности условий их формирования, характерной в общем для андезито-базальтовых серий и ранее рассмотренных районов Армении. Для роговообманковых и пироксеновых разностей андезито-базальтов и андезитов всех трех исследуемых вулканических этапов характерен минеральный парагенезис: пироксен ($oPx + cPx$) – плагиоклаз-кварц, а для оливиновых (исключая лавы вулкана Далик) – оливин-клинопироксен-нефелин. Причем, как и в лавах Гегамы, состав плагиоклаза первой генерации, часто встречающегося в виде корродированных оплавленных зерен, как правило, основное нормативного (№ 40–58 против 30–36), а второй генерации (№ 33–36) соответствует таковому. В оливиновых же разностях андезито-базальтов плагиоклаз обеих генераций существен-

но основное нормативного. То же свойственно и вкрапленникам оливина (Сарцалинский покров, Гюллидуз) — их модальный состав гораздо магнезиальнее нормативного. Наибольшая разность в модальном и нормативном составах обнаруживается для андезито-базальтов вулкана Далик: полное отсутствие нормативного оливина при содержании его во вкрапленниках до 1,5% (табл. 38).

Эти данные свидетельствуют о сложной эволюции андезито-базальтовых расплавов, неоднократных паузах в перемещении очагов, о реликтовом характере оливина и значительной части плагиоклаза.

Петрохимически вулканисты Айюцдзора отличаются однородностью, повышенной щелочностью и в целом относятся к слабому известково-щелочному типу. Для них характерно слабое преобладание Na_2O над K_2O ($n = 64-71$), содержание извести 5,5 — 8,1%, соответствующие значения индекса Куно (24) и Пикокса (57) (рис. 41). По показателю Ритмана рогообманковые и пироксеновые лавы трех эруптивных этапов относятся к слабому тихоокеанскому и переходному атлантическому типу, оливиновые же разности андезито-базальтов Сарцалинского покрова и Гюллидузского вулкана более щелочны и представляют слабый атлантический тип ($b = 6,2-6,4$), в то время как оливиновые лавы вулкана Далик наиболее известковисты и представляют средний тихоокеанский тип ($b = 2,57 + 2,81$) (табл. 40, 41).

Значения индекса Куно (si) с ростом SiO_2 пород варьируют очень слабо, а индекс Ритмана (b) довольно отчетливо уменьшается. Коэффициент Стейнера колеблется в пределах 22,46 — 25,86 (т. е. в тех же, что и для лав Гегамского нагорья). Какой-либо закономерности в изменении этих параметров для пород разных вулканических этапов не обнаруживается.

На векторной диаграмме А. Н. Заварицкого большинство фигуративных точек Айюцдзора попадает в поле между линиями Йеллоустонского парка и Этны, располагаясь в целом несколько правее фигуративных точек лав Гегамского нагорья. Последнее хорошо видно на векторной диаграмме средних составов вулканогенных пород Гегамы и Айюцдзора (рис. 42). Здесь видно также, что состав пород Айюцдзора внутри вулканических циклов изменяется в значительно меньших пределах и в целом является более кислым, чем состав одновозрастных с ними лав Гегамского нагорья. При этом пироксе-

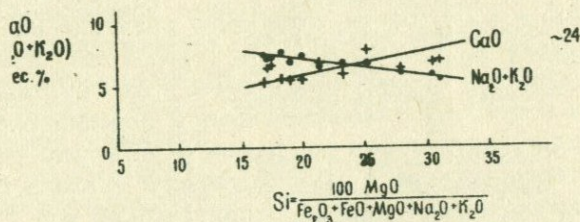
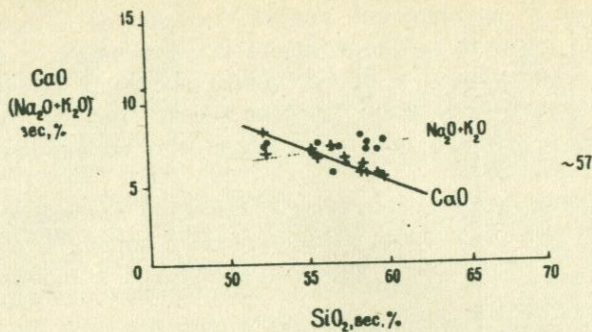


Рис. 41. Вариационные диаграммы Пикока $[CaO, (Na_2O + K_2O) - SiO_2]$ и Куно $Si = \frac{100 MgO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO + Na_2O + K_2O}$ для лав Айондзора.

новые породы находятся между кривыми Йеллоустонского парка и Этны, а оливиновые распределяются по всем полям и занимают наиболее низкое положение в ряде точек. Роговообманковые породы размещены, главным образом, в пространстве, ограниченном кривыми Лассен-пик и Этна и занимают самую "кислую" (высокую) позицию.

Таким образом, лавы Айондзора, наряду с множеством общих черт химизма с лавами Гегамы, отличаются от последних повышенным содержанием щелочей и кремнезема, пониженным количеством феррических компонентов.

Относительно средних составов Р.О. Дели (рис. 43) андезиты и андезитобазальты Айондзора характеризуются несколько пониженным содержанием закисного железа и повышенной ше-

Этап	Выбор- ка	О к и с л ы, в е с. %														Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому											
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	п. п. л.	Сумма	a	c	b	s	f'	m'	c'	Q	n	t	у	$\frac{a}{c}$
I	1	59,38	0,75	16,67	4,67	1,08	0,09	3,02	5,76	4,33	2,80	0,48	0,24	0,82	100,09	13,74	4,41	13,00	68,85	39,68	39,75	20,57	5,81	70,15	0,94	31,04	3,12
	2	55,38	0,72	17,07	3,74	3,06	0,11	3,82	7,03	4,19	2,85	0,69	0,19	1,07	99,91	13,61	4,84	16,78	64,76	37,63	39,26	23,11	-2,54	69,08	0,97	19,41	2,81
	3	58,56	0,67	16,98	3,55	2,15	0,10	3,88	6,17	4,09	2,97	0,50	0,16	0,53	100,31	13,35	4,73	14,58	67,33	35,57	45,19	19,24	3,24	67,67	0,85	20,88	2,82
	4	59,81	0,64	16,64	3,64	1,90	0,09	2,91	5,55	4,20	3,47	0,57	0,24	0,45	100,21	14,35	4,02	12,75	68,88	39,44	38,85	21,71	5,03	64,78	0,80	24,54	3,57
	5	52,31	1,04	18,27	5,12	2,87	0,12	3,38	7,01	4,58	3,01	1,05	0,46	0,80	99,83	15,06	5,22	16,96	62,76	44,25	34,10	21,64	-9,80	69,81	1,52	26,99	2,88
II	6	58,25	0,63	17,24	4,27	1,48	0,11	3,07	5,82	4,78	3,25	0,68	0,07	0,42	100,07	15,30	3,95	13,6	67,13	38,2	38,45	23,37	-0,34	69,09	0,81	27,01	3,88
	7	55,58	0,93	17,83	4,36	2,38	0,12	2,97	6,75	4,70	2,92	0,80	0,29	0,61	100,24	14,89	4,74	15,01	65,40	41,51	34,21	24,28	-3,86	70,98	1,24	25,36	3,14
	8	51,16	0,95	17,52	6,13	1,79	0,13	5,13	8,11	4,83	2,43	0,41	0,07	0,32	99,98	14,34	4,71	21,24	59,71	33,69	41,42	24,89	-13,97	75,13	1,38	24,99	3,04
III	9	58,73	0,75	17,10	2,92	2,62	0,10	3,27	5,73	4,29	3,37	0,53	0,14	0,78	100,53	14,43	4,31	13,40	67,86	38,17	41,61	20,22	2,54	65,93	0,95	18,76	3,35
	10	57,42	0,71	16,73	1,44	4,58	0,11	4,80	6,81	3,81	2,56	0,30	0,12	1,04	100,43	12,09	5,15	16,94	65,82	33,53	47,95	18,52	2,31	69,34	0,92	7,26	2,35
	11	56,63	0,76	16,54	1,40	5,29	0,13	5,61	7,36	3,70	2,22	0,24	0,06	0,72	100,66	11,24	5,33	19,18	64,26	32,68	48,94	18,38	0,71	71,70	1,00	6,17	2,11
	12	57,04	0,82	16,29	2,27	4,01	0,12	5,45	7,10	3,81	2,41	0,35	0,14	1,01	100,82	11,75	4,91	18,55	64,79	31,23	49,17	19,60	1,17	70,61	1,07	10,34	2,39

Примечание: I эруптивный этап: 1 - роговообманковые андезиты Варденисского покрова; 2-4 - пироксеновые андезито-базальты вулкана Жилли-гель, 5 - оливиновые андезито-базальты Сарпалинского покрова; II эруптивный этап: 6 - роговообманковые андезито-базальты Джермукского кратера, 7 - роговообманковые андезиты вулкана Гндеваз, 8 - оливиновые андезито-базальты вулкана Гюллидуз; III эруптивный этап: 9 - роговообманковые андезиты вулкана Смбатасар, 10-12 - оливиновые андезито-базальты вулкана Далик.

Параметры	Эруптивные этапы, выборки											
	I					II			III			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$[\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}]$	5,75	6,79	5,70	5,54	7,98	5,75	6,74	7,92	5,54	6,02	6,69	6,28
$\frac{100(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})}{(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})}$	66	64	59	66	71	66	69	61	63	56	54	54
$k_o = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$	0,81	0,55	0,62	0,66	0,64	0,74	0,65	0,77	0,53	0,24	0,21	0,36
$a = \frac{100 \text{ Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$	2,80	1,25	1,80	1,53	1,15	2,01	1,25	2,87	1,25	1,05	1,06	1,36
$\frac{100 \text{ TiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$	68	40	58	54	48	62	49	68	49	45	45	51
	13,0	10,6	11,8	11,6	13,4	10,9	13,8	12	13,5	11,8	11,4	13,1
$[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$	7,13	7,04	7,06	6,67	7,58	8,03	7,62	7,26	7,66	6,37	5,92	6,22
$ag = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	42,8	41,2	41,6	46,1	41,5	47	43	41,4	44,8	38,1	35,8	38,2
$\omega = \frac{\text{MgO}}{\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$	23,4	27,2	29,3	21,0	22,5	22,2	20,7	33,4	24,4	36,4	42,2	40,9
$\text{alkal} = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	23,8	24,1	24,0	24,3	25,8	25,3	25,4	24,8	24,8	23,1	22,5	22,5
$\phi = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2}{\text{SiO}_2 \cdot 43}$	3,1	4,0	3,2	3,5	6,3	4,2	4,6	6,5	3,7	2,8	2,6	2,8
$\text{Si} = \frac{100 \text{ Mg}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$	19	21,6	23,3	17,1	17,4	18,2	17,1	25,3	19,8	28	31	30,4
$f = [(\frac{1}{3} \text{ Si} + \text{K}) - (\text{Ca} + \text{Mg})]$	13,8	10,5	12,4	14,9	10,1	13,8	11,7	6,2	14	10,1	8,3	7,9
$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$	0,28	0,31	0,30	0,28	0,35	0,29	0,32	0,34	0,29	0,29	0,29	0,28
$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$	0,65	0,68	0,73	0,83	0,66	0,60	0,62	0,50	0,78	0,67	0,60	0,63
$\text{CI} = \Sigma(\text{An} + \text{Di} + \text{Fs})$	27,9	33	31,5	27,4	24,8	26,0	28,6	31,5	27,8	34,2	37,4	36,2
$\text{DI} = \Sigma(\text{Q} + \text{Or} + \text{Ab})$	60,9	53,7	58	61,5	52,4	61	55,3	50,4	61,1	49,6	44,5	48,5

Примечание: нумерация выборок та же, что в табл. 40.

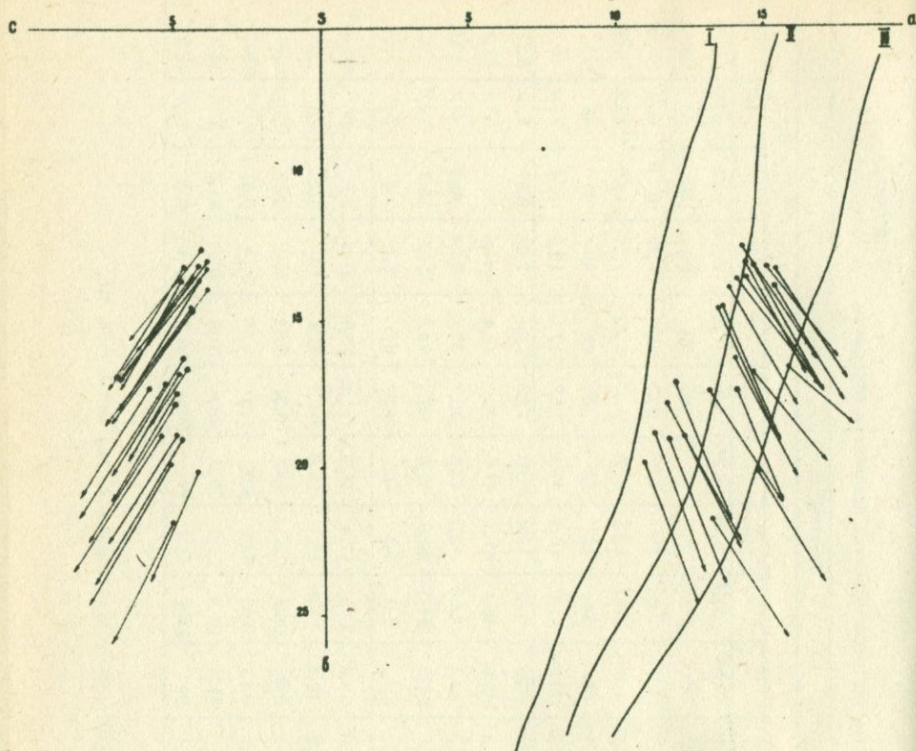


Рис. 42. Векторная диаграмма А. Н. Заварицкого для лав Айондзора. Естественные ассоциации вулканических пород: I — тип Лассен-пик; II — тип Йеллоустонский парк, III — тип Этна.

лочностью по K_2O и Na_2O . При этом в ряду рассматриваемых пород оливиновые андезиты-базальтовые лавы вулкана Далик содержат наибольшее количество закисного железа, являются относительно менее глиноземистыми и щелочными, наименее окисленными, характеризуются пониженной величиной мафического индекса и, в целом, слабее остальных дифференцированы (судя по функции С. Р. Ноккольдса, табл. 41), хотя по сравнению с оливинсодержащими породами других этапов (Сарцалинский покров, Гюллидуз) являются гораздо более кислыми (в среднем 57% SiO_2 против 52 — 52,5%).

Таблица 42

Параметры распределения содержаний элементов-примесей в четвертичных вулканитах Айюцзора

Этап вулка- низма	Вы- бор- ка	Группа F						Группа R						Группа C				Группа A			
		Ti	Mn	V	Cr	Ni	Co	Mo	Zr	Nb	Y	La	Be	Pb	Zn	Ag	Ga	K	Na	Li	Rb
I	1	28,7 15 33,5	37,5 46 84,6	4,0 16 6,1	18,2 20 15,7	8,7 20 14,7	9,0 22 15,1	15,9 18 27,3	2,4 19 3,1	x 31 1,9	0,8 31 2,1	4,1 16 6,3	2,4 27 4,1	9,8 11 13,4	4,0 16 6,3	2,7 29 3,5	1,4 27 2,3	2,18 4 2,4	2,89 4 2,9	12,5 13 13,5	6,1 5,6 5,3
	2	18+0,35 33,8 19+1,64	23 0,0 62,3 30-0,41	18 0,32 6,3 16-0,27	24+0,83 25,2 25-0,07	30+0,65 18,2 32-0,17	29+1,31 11,3 19-1,12	27 0,18 23,4 27+0,81	27+1,54 3,0 24+0,61	19 0,54 1,7 16-0,66	11 2,67 2,2 34-5,4	27+0,67 4,6 20+0,89	19 0,0 3,3 21-0,25	22+0,54 12,4 19+1,28	21 0,27 5,8 22-0,01	11+0,48 3,6 26-0,41	19 0,27 2,1 19+0,46	5 2,3 6	4,5 2,75 4	10 12,2 19	9 5,75 20
	3	24,4 19 31,9	20,4 41 89,2	3,4 27 6,0	13,4 30 8,1	8,3 37 7,5	7,0 31 10,4	11,9 36 10,5	2,0 24,7 2,26	1,0 41,1 1,3	0,2 1,81 21	3,2 15 6,1	1,9 41 3,50	10,8 15 9,6	3,0 28 5,78	2,0 30 2,9	2,0 25 2,0	2,57 3 2,23	2,77 3,6 3,18	10,9 10 15,4	7,7 14 3,4
	4	27 34	22	22	17	30	23	11	23,5	23	21	27	25,4	8	24	23	22	4	4	8	12
	5	27,2 18 0,0 39,5	37,8 29+0,69 66,7	4,1 18-0,36 7,3	9,5 47+4,2 12,7	6,6 44+3,30 7,9	7,3 40+0,54 10,4	12,6 23+2,3 18,5	3,5 24+0,27 3,2	1,3 22-0,96 1,4	1,6 38+0,23 2,3	4,6 24+1,04 5,0	2,7 16-0,95 3,5	10,4 17+0,08 10,1	4,0 19+0,10 6,1	2,4 40+0,28 3,5	1,6 24+0,72 1,9	2,5 4 2,14	2,9 9 2,98	12 11 10,9	4,98 7 4,31
II	6	13-0,01 30,4 29	71+4,48 99 20,2	13-0,08 5,7 22	16-0,25 30,1 21,7	27-0,04 17,4 45	21-2,01 13,9 35	27 0,0 16,0 43,4	24-0,10 2,8 31	15-0,09 1,3 21	12+0,59 2,69 20	17+0,16 6,2 27	18+0,50 2,4 52	9+0,17 10,8 15	29+0,57 6,51 26	13+0,80 3,18 48	17 0,0 2,1 23	5 1,77 3	8 3,03 5,6	26 8,66 38	12,5 2,67 29
	7	20,5 14+0,93 29,6	30,2 15-0,02 39,2	4,0 18+0,90 7,6	8,8 11+0,45 62,1	5,9 30-1,52 28,6	11,0 49-0,69 11,3	16,2 17+0,91 26,4	2,7 15+1,42 1,83	1,3 14 x	x x x	3,46 16 2,8	2,58 21 x	10,4 15+0,63 11,8	5,3 22+0,87 4,3	2,0 22-1,19 2,8	1,3 13+0,32 1,9	2,51 3 1,9	3,06 7,5 2,42	14,9 7 13,9	7,15 11,4 6,51
	8	11-0,66 18,1 26-0,16	25+1,52 26,9 32+0,15	14+0,36 5,2 24+0,71	16 0,17 48,2 26+0,78	26+2,79 14,8 27 0,35	10 0,58 10,1 5 0,33	24+0,32 13,2 23 0,7	15 0,07 1,3 22 1,47	x 0,87 22-1,15	x x x	x x 3,52	x x 2,5	9,1 11-0,14 11,7	2,6 24-0,05 4,3	x 30-0,75 2,9	1,4 4 1,9	1,59 4 1,9	2,27 6,1 2,33	14,5 16 13,5	5,95 4 6,01
III	9	29,7 23+0,66	45,0 47+0,97	6,8 20+0,37	88,0 23-0,03	48,3 62+0,80	11,5 26+0,35	26,8 35+0,59	1,86 26+0,78	1,3 14-0,15	x 30+0,13	3,52 30+0,13	2,5	11,7 18+0,54	4,3 33+0,64	2,9 20-1,89	1,9 25+0,59	11 2,3	9,4 3	18 20	7 10
	10	80	120	10	50	55	10	9	2,6	2	2,1		1,8	15	7,2	7	2	2,3	3	20	3,1
V		42	120	17,5	56	18	24	11	11	0,4				6,7		13	1,6	1,33	2,73	10	3,1
T																					

Примечание: I эруптивный этап: 1 - роговообманковые андезиты Варденисского покрова, 2-4 - пироксеновые андезито-базальты вулкана Жилли-гель, 5 - оливиновые андезито-базальты Сарпалинского покрова; II эруптивный этап: 6 - роговообманковые андезито-базальты Джермукского покрова, 7 - роговообманковые андезиты вулкана Гндеваз, 8 - оливиновые андезито-базальты вулкана Голлидуз; III эруптивный этап: 9 - роговообманковые базальты вулкана Сибатасар, 10-12 - оливиновые андезито-базальты вулкана Далик. Содержания компонентов даны в вес. %: $Ti \cdot 10^{-2}$, $(Mn, V, Nb, Zr, Y, Zn, Ga, Rb) \cdot 10^{-3}$, $(Cr, Ni, Co, Pb, Li) \cdot 10^{-4}$, $Mo \cdot 10^{-5}$, $Ag \cdot 10^{-6}$, x - не обнаружен. Для каждого компонента в клетке даны: сверху - математическое ожидание (среднее), внизу - слева - коэффициент вариации (%), справа - коэффициент асимметрии с доверительными границами для нормального распределения при 5% уровне значимости (-0,80+0,80). В - кларки для средних пород по А. П. Виноградову (1962), Т - средний состав известково-щелочного андезита по С. Р. Тейлору (1972), выведенный по результатам анализов известково-щелочных андезитов Нгарухе (Новая Зеландия), Асама (Япония), Бугенвиля (Соломоновы острова) и Фиджи.

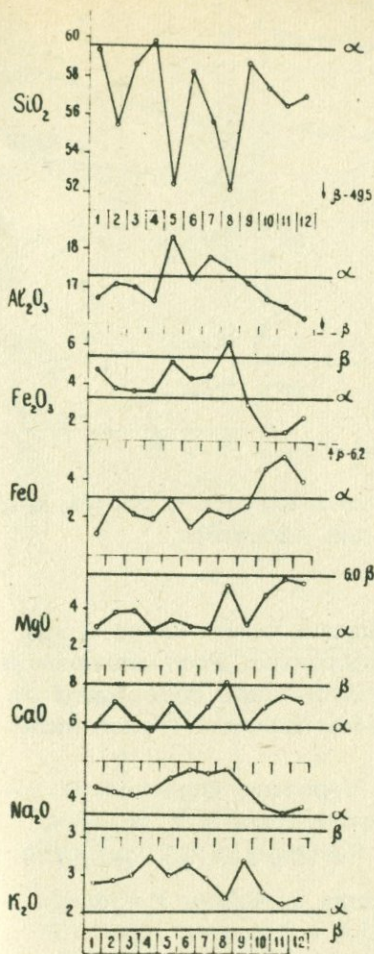


Рис. 43. Диаграмма сопоставления химических составов лав Айондзора со средними составами андезита и базальта по Р. О. Дели. Порядок выборок тот же, что и в соответствующей таблице.

Несмотря на сравнительно однородный валовой химический состав вулканитов Айондзора, содержания основных породообразующих окислов в них изменяются пропорционально изменению кремнекислотности: содержания извести, суммы окислов

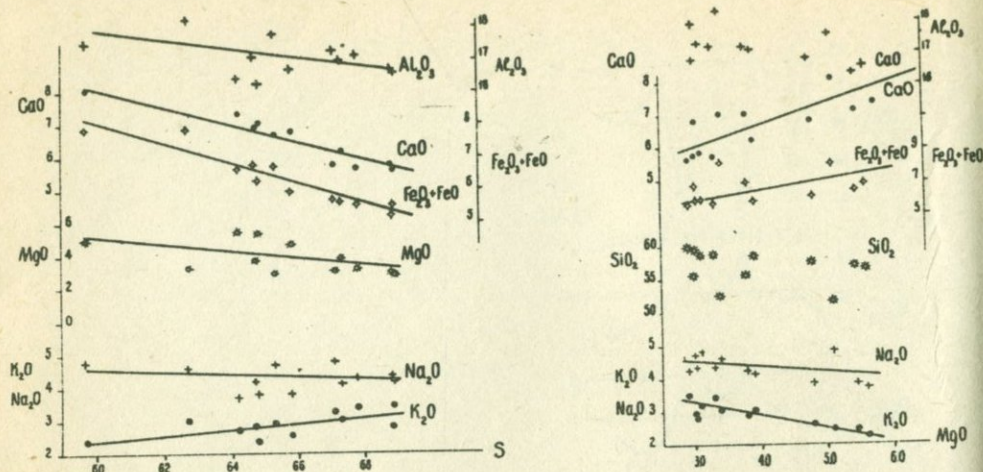


Рис. 44. Изменение породообразующих окислов с ростом кремнекислотности и магнезиальности лав Айюцдзора.

железа, магнeзия и глинозема убывают, окиси калия возрастают, а натрия — ведут себя индифферентно. Рост магнезиальности (рис. 44.) сопровождается увеличением содержаний извести, окислов железа и уменьшением щелочей (более интенсивным для K_2O).

Коэффициенты Симпсона и Хеса с ростом кислотности закономерных вариаций не обнаруживают (рис. 45). Значение функции Ноккольдса $f = \left[\left(\frac{1}{3} Si + K \right) - (Ca + Mg) \right]$ для вулканитов

трех этапов колеблется в одних и тех же пределах (10,1 — 14,9 — для первого, 6,2 — 13,8 — второго, 7,8 — 13,9 третьего). В общем же для роговообманковых разностей андезито-базальтов характерны относительно более высокие, а оливиновых — более низкие ее величины.

Таким образом, вариации химического состава продуктов вулканизма в пределах Айюцдзора аналогичны наблюдающимся в пределах Гегама.

То же можно сказать и о соотношениях содержаний микропримесей различных групп. Наблюдается понижение уровня концентрации феррических компонентов (Ti, Mn, V, Cr, Ni), цветных (Zn, Ag) и редких щелочей (Rb, Li) и повыше-

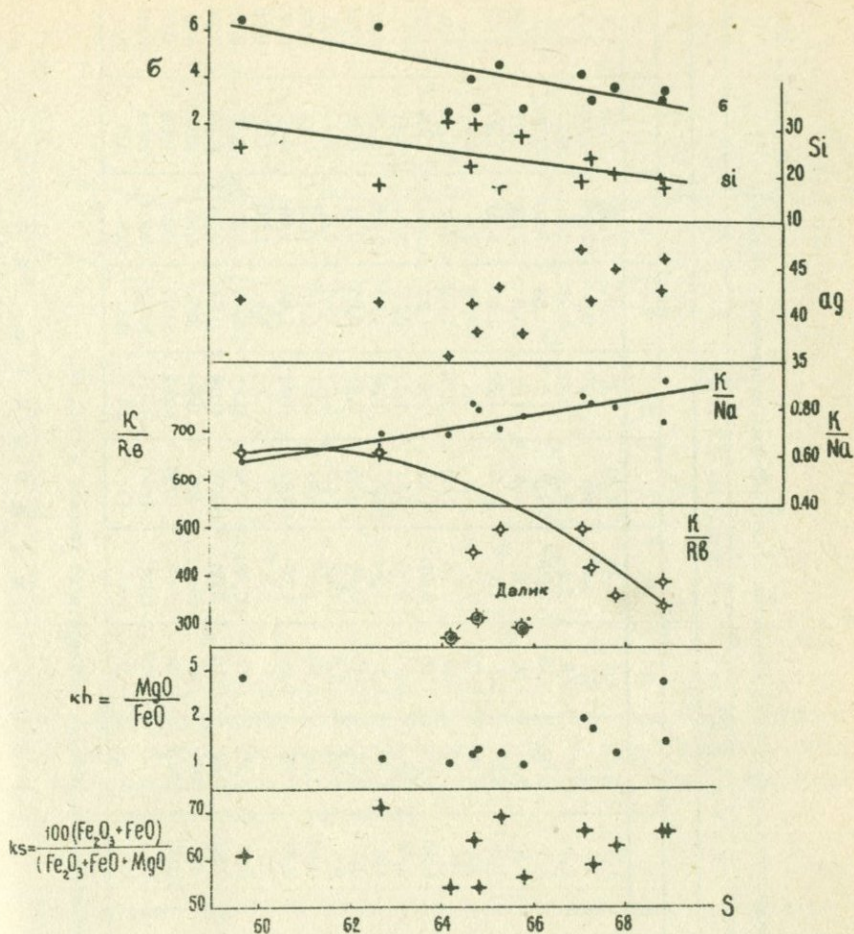


Рис. 45. Характер изменения петрохимических характеристик — коэффициентов Ритмана ($б$), Куно (si), мафического индекса Симпсона (ks), коэффициента Хеса (kh) и соотношений щелочных элементов ($\frac{K}{Na}$, $\frac{K}{Rb}$) в лавах Айоц-дзора с ростом их кремнекислотности (S).

ние содержаний Mo относительно кларка для средних пород (по А. П. Виноградову). По сравнению со средним известково-щелочным андезитом Тейлора устанавливается отчетливое

Таблица 43

Коэффициенты пропорциональности химических элементов в четвертичных вулканитах Айондзора

Параметры	Э р у п т и в н ы й э т а п , в ы б о р к а											
	I					II			III			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Cr/Ni	2,1	1,1	1,4	2,3	1,1	1,44	1,61	1,7	1,50	2,17	3,26	1,82
Ni/Co	1,0	1,0	1,6	1,2	0,7	0,9	0,8	1,25	0,6	2,54	1,46	4,22
Ti/Mn	7,6	4,0	5,4	11,7	3,6	7,2	5,9	3,1	6,78	7,6	6,7	6,6
Ni·100/Mn	2,3	1,7	2,9	4,07	0,84	1,75	1,1	1,7	1,83	7,30	5,51	10,7
Co·100/Mn	2,4	1,8	1,8	3,4	1,2	1,9	1,6	1,4	3,8	2,88	3,77	2,56
V·10/Mn	1,0	0,7	1,0	1,2	0,7	1,1	0,57	1,33	1,95	1,93	1,93	1,50
Co·10 ⁴ /MgO	2,98	4,0	3,0	2,4	3,09	2,4	3,5	2,7	3,36	2,4	1,8	2,1
Ni·10 ⁴ /MgO	2,88	3,85	4,7	2,85	2,22	2,15	2,66	3,39	13,0	5,96	2,64	8,9
MgO/FeO	2,80	1,25	1,80	1,53	1,15	2,01	1,25	2,01	1,25	1,05	1,06	1,36
Cr·10 ⁴ /Al ₂ O ₃	1,1	1,0	1,48	0,8	0,44	0,55	0,71	1,72	0,51	3,71	2,91	5,4
Mo·10/Pb	1,6	2,0	1,9	1,5	1,1	1,2	1,8	1,5	1,62	2,23	1,45	2,30
Nb·10 ³ /Ti	0,17	0,56	0,51	0,37	0,40	0,48	0,35	0,42	0,65	0,41	0,48	0,44
Mo·100/Cr	8,7	17,4	9,3	10,4	13,0	13,2	14,5	5,3	18,4	4,3	2,7	3,0
Zr·100/Ti	0,83	0,91	0,90	0,90	0,70	1,3	0,81	0,9	0,73	0,61	0,71	0,63
Zn·10/Mn	1,1	0,75	0,93	1,06	0,65	1,05	0,82	0,66	1,44	1,09	0,97	0,95
Zn/Ni	4,6	4,3	3,2	6,2	7,7	6,0	7,7	3,7	7,3	1,50	1,75	0,89
Pb/Zn	0,25	0,21	0,21	0,26	0,17	0,26	0,17	0,17	0,23	0,27	0,35	0,27
K/Na	0,75	0,82	0,83	0,83	0,70	0,86	0,72	0,58	0,82	0,78	0,70	0,81
K/Rb	390	449	422	340	667	502	497	663	357	293	268	319
MgO/Li	2416	2830	3180	2670	2190	2560	2727	5924	2195	3453	3869	4037
Cr : Ni : Co	2:1:1	1:1:1	2:2:1	2:1:1	1:1:1	1:1:1	1:1:1	2:1:1	1:0,5:1	5:2:1	5:2:1	8:4:1
Zr/Mo	15,1	11,2	13	16	21,4	19,7	17	24	9,3	6,8	9,7	6,9

Примечание: нумерация выборок соответствует таковой в табл. 42.

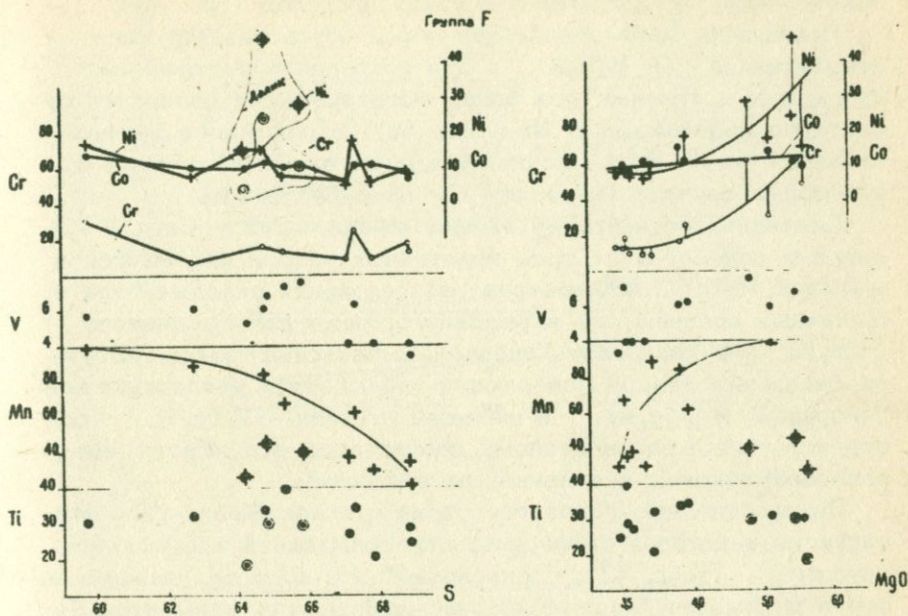


Рис. 46. Изменение содержаний элементов-примесей группы F в ряду возрастания кислотности (3) и магнезиальности (MgO , вес.%) лав Айюцзора (лавы вулкана Далик выделены дополнительным кружком).

обогащение Mo, Pb, K, Rb. При этом оливиновые андезито-базальты вулкана Далик отличаются повышенными концентрациями Cr (подобно сложному вулкану Джрбашян на Гегаме). Вместе с тем, какой-либо специализации образований отдельных вулканических этапов не наблюдается.

Анализ поведения элементов-примесей в зависимости от изменения кислотности и магнезиальности пород (рис. 46-48) обнаруживает следующее.

Группа F (хром, никель, кобальт, ванадий, марганец, титан).

Из элементов-примесей группы F только для марганца обнаруживается четкое уменьшение содержаний с ростом SiO_2

Для остальных элементов группы колебания концентраций не-закономерны и заключены в узких пределах (рис. 46).

Повышение магнезиальности пород обуславливает рост концентраций $\text{Cr}, \text{Ni}, \text{Co}$ при сохранении соотношения $\text{Cr} > \text{Ni} \geq \text{Co}$. Причем, для более магнезиальных разностей характерно преобладание Ni над Co а для менее магнезиальных ($< 3\% \text{MgO}$) концентрации их выравниваются и в некоторых случаях (андезиты Сибирского Алтая) $\text{Co} > \text{Ni}$.

Вариации концентраций элементов-примесей группы F в лавовых образованиях трех эруптивных этапов колеблются в пределах 13–50%. Асимметрия распределений укладывается в граничные пределы для нормального, реже логнормального (Cr, Ni – в андезитах Гидеваза, Сибирского Алтая) закона. Внутри отдельных этапов извержений наблюдается увеличение концентраций $\text{Mn}, \text{Cr}, \text{Ni}$, в меньшей степени – $\text{V}, \text{Co}, \text{Ti}$ соответствующее направленному возрастанию основности лав от роговообманковых к оливиновым разностям.

По простиранию лавового потока вулкана Жилли-гель фиксируется некоторая дифференциация содержаний элементов группы F (табл. 42), "поокисление" его состава, выражающееся в понижении содержаний рассматриваемых элементов. Дисперсии концентраций микропримесей при этом не меняются и колеблются в пределах 20–30% без видимой направленности.

Для последовательных продуктов извержения вулкана Далик фиксируется уменьшение содержаний элементов этой группы во второй фазе, относительно первой, а затем некоторое увеличение в третьей (табл. 42). При этом кобальт и ванадий наименее переменны, значительнее колебания содержаний титана и марганца и наибольшее – для хрома и никеля (табл. 42). Дисперсии содержаний, как следует из табл. 42, от фазы к фазе возрастают и являются максимальными в наиболее молодых лавах.

Коэффициенты пропорциональности сопряженных геохимических микроэлементов группы F для андезито-базальтовых лав Айондзора варьируют слабо (табл. 43). По соотношениям $\frac{\text{V}}{\text{Mn}}, \frac{\text{Ti}}{\text{Mn}}$ хорошо параллелизуются роговообманковые, пироксеновые, оливиновые петрографические разности отдельных этапов и соответственно проявляется коррелируемость этих отношений с ростом SiO_2 (рис. 47).

Направленность изменения соотношений микропримесей группы F по фазам вулкана Далик подобна наблюдавшейся

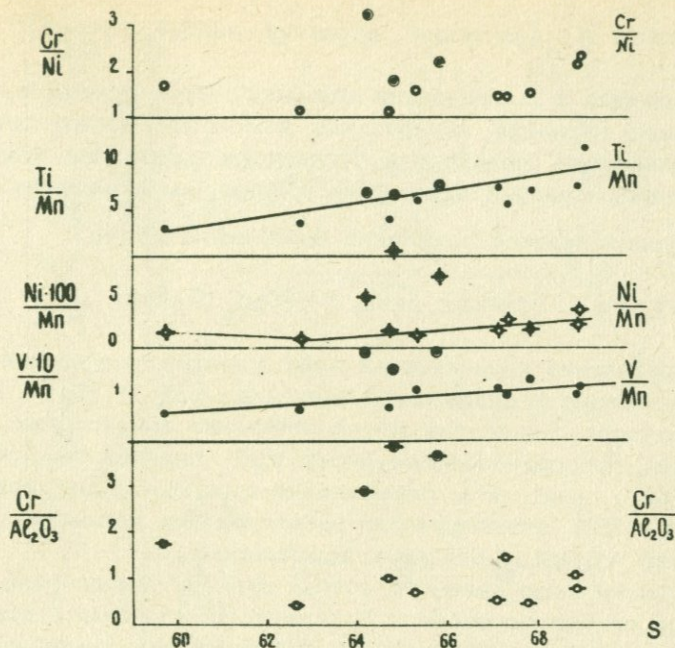


Рис. 47. Коррелируемость соотношений $\frac{Cr}{Ni}$, $\frac{Ti}{Mn}$, $\frac{Ni}{Mn}$, $\frac{V}{Mn}$, $\frac{Cr}{Al_2O_3}$ и кремнекислотности (S) для лав Айондзора. (лавы вулкана Далик выделены дополнительным кружком.).

ранее для вулкана Армаган: теснее связаны между собой образования первой и второй фаз, для третьей характерно значительное увеличение отношений $\frac{Ni}{Mn}$, $\frac{Ni}{Co}$ и уменьшение $\frac{Cr}{Ni}$, $\frac{Ti}{Mn}$. От вулкаников предшествующих этапов лавы вулкана Далик отличаются более высокими значениями приведенных коэффициентов пропорциональности — в них возрастает роль более тугоплавких компонентов (Cr, Ni).

На большинстве графиков оливиновые андезиты-базальты вулкана Далик выделяются высокими содержаниями Cr и Ni, пониженными Mn и соответственно высокими $\frac{Ni}{Mn}$, $\frac{V}{Mn}$, $\frac{Cr}{Al_2O_3}$. С изменением MgO пропорционально изменяются концентрации Cr и Ni, в то же время концентрации Mn понижены.

Группа R (молибден, цирконий, ниобий, иттрий).

Содержания и соотношения элементов этой группы не обнаруживают вариаций, когерентных изменению кислотности, магнезиальности, щелочности. Индивидуальность лав вулкана Далик подчеркивается некоторым понижением отношения $\frac{Mo}{Cr}$ (что обуславливается вариацией содержаний хрома).

Группа C (свинец, цинк, серебро, галлий)

Распределение концентраций этих элементов-примесей очень однородно в диапазоне изменения SiO_2 и MgO в лавах Айонцзора. Более или менее отчетливо возрастание концентраций, пропорциональное росту MgO прослеживается только для Zn (рис. 48). Коэффициент вариации содержаний не превышает 30%, статистически распределения концентраций элементов группы C близки к нормальному.

По простиранию лавового потока вулкана Жилли-гель отмечается слабое монотонное понижение концентраций всех элементов группы. Отмеченная закономерность аналогична и ранее рассмотренным для вулканов Акноцасар и Сеган. Вероятно, можно говорить о том, что в процессе становления, затвердевания лавового потока в нем происходит дифференциация вещества, следствием которой является "покисление" окисленности потока.

Коэффициенты пропорциональности $\frac{Rb}{Zn}$, $\frac{Ga}{Zn}$ довольно стабильны. Следует отметить, что в андезито-базальтах галлий тесно связан с цинком, соотношения их отличаются постоянством и колеблются в пределах 0,3-0,5. Отношение $\frac{Zn}{Mn}$ мало разнится для вулканитов трех исследованных эруптивных этапов, но во всех циклах наблюдается уменьшение его в оливиновых разностях по сравнению с роговообманковыми и пироксеновыми. Наиболее отчетливо с возрастанием MgO проявляется убывание отношения $\frac{Zn}{Ni}$, так как увеличение содержания Ni, когерентное MgO происходит более интенсивно, чем Zn.

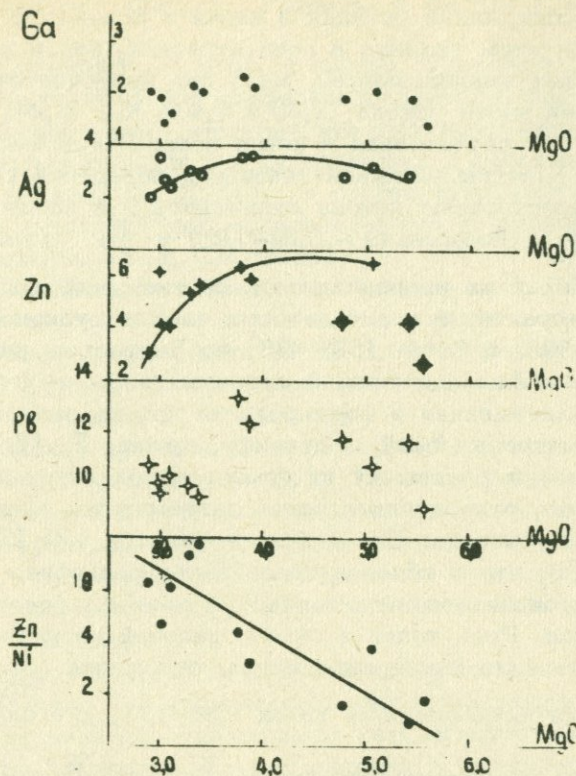


Рис. 48. Диаграммы поведения элементов-примесей группы C и отношения $\frac{Zn}{Ni}$ при изменении содержания MgO в лавах Айондзора.

Группа А (калий, натрий, литий, рубидий)

Рост кислотности исследуемых лав сопровождается монотонным возрастанием концентрации калия, несколько более интенсивным – рубидия, $\frac{K}{Na}$ – отношения и слабым снижением $\frac{K}{Rb}$ и $\frac{Mg}{Li}$ соотношений. Колебания содержаний Na и Li при этом незакономерны.

При возрастании магнезиальности пород их щелочность слабо понижается, более заметно по калию, однако определенной тенденции в изменении концентраций редких Rb и Li при этом не отмечается.

По потоку вулкана Жилли-гель наблюдается монотонное повышение содержаний рубидия и калия и понижение натрия и лития. При этом разница в концентрациях, как и для ранее рассмотренных микропримесей, мала при переходе от начальной к средней части потока (2,30 и 2,40% K, (5,24; 5,76). $10^{-3}\%$ Rb) и значительна в конце потока (2,42% K, 7,72. $10^{-3}\%$ Rb). Противоположная тенденция поведения калия и натрия по простиранию потока отражается и в изменении отношения $\frac{K}{Na}$ (повышение - 0,82-0,92) и $\frac{K}{Rb}$ (уменьшение - 449-339). Такая же направленность соотношений щелочных элементов характерна и для лавовых языков вулканов Акноцасар (436-399) и Сеган (593-478) на Гегамском нагорье. В общем перепад концентраций щелочных элементов (K, Na) в процессе застывания и формирования потока значительно ниже, чем микропримесей, к примеру, группы F (Cr, Ni, Mn), что связывается с меньшей их температурой плавления и, следовательно, относительно более равномерным распределением по языку потока. Для редких элементов (Rb, Li) этот перепад резче, что и обуславливает более рельефное изменение калий-рубидиевого отношения в начальной и фронтальной частях потока. Роль калия в сумме щелочей направленно убывает в течение цикла извержения, отношение $\frac{K}{Na}$ составляет в роговообманковых лавах 0,86-0,71, а в оливиновых - 0,58.

Интересна наблюдающаяся связь $\frac{K}{Rb}$ и $\frac{Ti}{Mn}$ отношений. Как и для вулканитов Гегамы, отношение $\frac{K}{Rb}$ для пород Айондзора в среднем выше, чем среднее значение для изверженных пород по Аренсу и кларк по Виноградову, и колеблется в пределах 300-660. Максимальные значения (660) характерны для андезито-базальтовых разностей с нормативным оливином (Сарцалинский покров, Гюллидуз). Для пироксеновых и роговообманковых андезито-базальтов значения этого параметра сопоставимы со средним значением для известково-щелочного андезита по С. Р. Тейлору (430). Минимальное значение свойственно модално оливиновым андезито-базальтам вулкана Далик (268-320).

Обобщая приведенные данные, можно выделить следующие характерные черты четвертичных вулканитов Айондзора:

1) повышенная щелочность, петрохимически переходный атлантический - слабый тихоокеанский тип (по Ритману);

2) принадлежность к гиперстеновой серии Куно, отчетливое уменьшение индекса Ритмана с ростом кремнекислотности;

3) отсутствие основных и кислых разностей лав, общая однородность и слабая дифференцированность состава (андезито-базальт - андезитового), что иллюстрируется слабой изменчивостью главных петрохимических и геохимических параметров (alkal , CI , DI , SI), отсутствием направленного изменения характеристик магнезиальности и железистости пород (коэффициенты Хеса, Симпсона);

4) обедненность элементами-примесями группы железа-магния, цинком, серебром и редкими щелочами - литием и рубидием относительно кларка по А. П. Виноградову и обогащение K , Rb , Pb , Mo по сравнению со "средним" известково-щелочным андезитом С. Р. Тейлора;

5) наличие прямого ("боуэновского") тренда породообразующих окислов с ростом SiO_2 в наблюдаемом диапазоне ее изменения и отсутствие такового для элементов-примесей;

6) отсутствие направленности в изменении состава лав от этапа к этапу вулканизма; возрастное (этапное) положение лав не отражается ни на общем химизме, ни в распределении элементов-примесей;

7) несоответствие модального и нормативного минеральных составов, отражающее неравновесность условий формирования андезито-базальтовых лав, присутствие ксеногенного кварца, реликтовых зерен оливина и плагиоклаза;

8) цикличность изменения парагенезиса вкрапленников темноцветных минералов: роговая обманка - клинопироксен - оливин внутри каждого из эруптивных этапов.

Отмеченные особенности отражают общность рассматриваемых образований с вулканитами Гегамского нагорья, особенно четко проявленную для третьего эруптивного этапа.

Специфичность вулканитов Айондзора заключается в их более высокой щелочности, однородности состава, большей "отдифференцированности" (если под последней понимать сложность пути эволюции, оцениваемой параметрами SI Куно и f Ноккольдса; табл. 41), наличии своеобразных идентичных ритмов изменения химизма лав внутри эруптивных этапов.

При этом нельзя предположить сколько-нибудь существенной роли кристаллизационной дифференциации в формировании исследуемой серии пород (несмотря на "боуэновский" ход кор-

релируемости порообразующих окислов), поскольку этому противоречит постоянство $alkal$ (отсутствие последовательной аккумуляции и отсадки кристаллической фазы), индексов кристаллизации и дифференциации (CI, DI), индекса Куно (si), коэффициентов Хеса и Симпсона. Эти же данные, однако, не опровергают допущения об известной роли ассимиляции корового материала в период продвижения первично базальтового материала к поверхности и формирования серии промежуточных магматических очагов и камер. В пользу этого свидетельствуют отчетливое уменьшение величины коэффициента Ритмана (B) с ростом кремнекислотности и принадлежность исследуемых пород к гиперстеновой серии Куно, относительная обогащенность пород "коровыми" компонентами и отсутствие тренда элементов-примесей, когерентного изменению химического состава.

Для четвертичных вулканогенных пород Айюцдзора особенности их состава (повышенная щелочность) и поведение элементов-примесей могут быть объяснены сложным взаимодействием процессов дифференциации и ассимиляции в ходе очаговой эволюции магм.

Особенности структурно-тектонической обстановки в пределах Айюцдзора - наличие глубинного разлома несквозного типа, обособление отдельных магматических очагов в брахи-подобных вздутиях вулканических нагорий - определили различные условия кристаллизации на разных уровнях в течение периодов покоя, имевших место между извержениями каждого типа. В верхних частях питающих магматических камер (от поверхности до глубины 3-5 км) расплав кристаллизовался в условиях высокого парциального давления кислорода. Эти порции расплава в начале каждого эруптивного этапа давали извержения рогообманковых андезитов. Глубже роговая обманка отсутствовала и преобладающим темноцветным минералом являлся пироксен. Во время извержений продвижение расплава к поверхности не было равномерным, замедление продвижения расплавов, возможно, было недостаточным для накопления количества летучих, необходимого для образования роговой обманки, но способствовало кристаллизации второй генерации вкрапленников плагиоклаза. Затем экструзивный процесс усиливался, и на поверхность поступали менее вязкие и более высокотемпературные оливинсодержащие андезитобазальтовые лавы. Общий химический состав пород в про-

цессе извержения лав внутри этапа и для разных эруптивных этапов менялся слабо. Некоторые флуктуации, выявляемые в концентрациях химических элементов для отдельных вулканов, возможно, обусловлены взаимодействием магмы с вмещающими породами по пути ее продвижения (селективная контаминация), изменением глубин заложения магмопитающих камер.

Обращают на себя внимание особенности состава лав сложного вулкана Далик: наиболее неравновесный состав (повышенная основность вкрапленников плагиоклаза, наличие вкрапленников магнезиального оливина при безоливиновом Q-P1-Rx нормативном составе), повышенное содержание магнезии, хрома, никеля при "андезитовой" концентрации кремнекислоты. Эти же черты свойственны сложным вулканам (Джрбашян) и в пределах Гегамского нагорья. Видимо, длительность их существования, многократность эруптивных актов, связь с более глубинными магматическими источниками и общая сложность их эволюции, включающая также контаминацию силикатическим веществом, определила и необычное нескоррелированное соотношение SiO_2 , тугоплавких окислов MgO и сопутствующих Cr и Ni .

На диаграммах Куно и Мурата (рис. 49, 50) отчетливо проявляется, с одной стороны, генетическое родство вулканитов Гегамского нагорья и Айюцдзора, а с другой - индивидуализированность особенностей состава последних: меньшая магнезиальность оливина (в системе $\text{MgO} - \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$) и известковистость клинопироксена ($\text{CaO} - \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$).

Оливинсодержащие лавы Далика при этом более известковисты, и характеристические их точки попадают в поле точек вулканов Армаган и Джрбашян.

Как следует из диаграммы Осборна (рис. 49), изменение состава андезито-базальт - андезитовой серии верхнечетвертичных лав Айюцдзора тождественно серии Каскад, и в целом при той же направленности характеризуется меньшей $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, чем базальт - андезито-базальт - андезитовая серия лав Гегамского нагорья. Все сказанное подтверждает мнение К. И. Карапетяна, что, несмотря на несомненное родство исходных магм, окончательное формирование состава лав Гегамского нагорья и Айюцдзора происходило не в едином, а в самостоятельных изолированных очагах, залегающих на небольших глубинах.

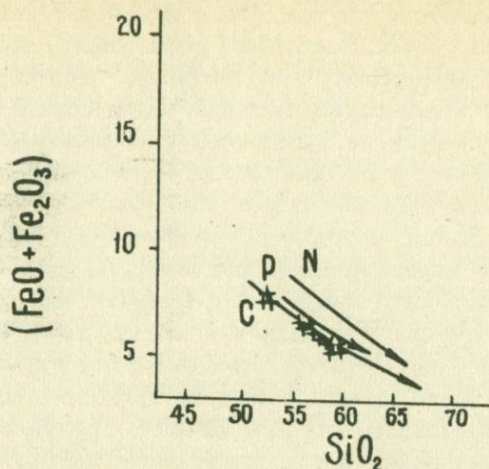


Рис. 49. Изменение состава $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - \text{SiO}_2$ андезито-базальт-андезитовой серии верхнечетвертичных лав Айюцдзора. N - средние составы по С. Р. Ноккольдсу, P - лавы Парикутин, C - серия Каскад; крестиками даны лавы Айюцдзора.

3. Физические свойства вулканических пород Гегамского нагорья

Плотностные и емкостные свойства

Удельный вес лав Гегамского нагорья изменяется в пределах от 2,654 до 2,940 г/см³ при незначительных колебаниях коэффициентов вариации от 0,6 до 1,8% (табл. 44). Несмотря на однообразие состава, изученные породы достаточно хорошо дифференцированы по средним значениям удельного веса, изменения которого отражают даже незначительные вариации химического состава. Это наглядно видно из диаграммы рис. 51, где изменение средних значений удельного веса лав Гегамского нагорья хорошо согласуется с характером изменения числовой характеристики b и Q .

Наибольшими средними значениями удельного веса характеризуются долеритовые базальты Камо и базальты Цахкашенской группы вулканов ($\bar{\delta} = 2,900$ г/см³). Андезиты вулкана Армаган характеризуются наименьшими средними значениями удельного веса: $\bar{\delta} = 2,717 - 2,337$ г/см³.

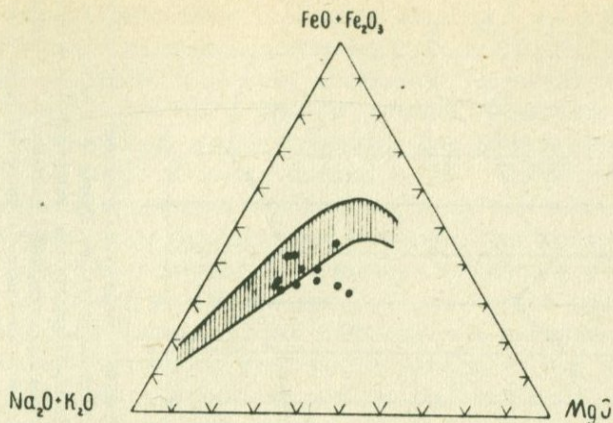


Рис. 50. Положение лав Айоцдзора относительно поля гиперстеновой серии пород X. Куно на диаграмме

Среди пород андезито-базальтового состава следует выделить андезито-базальты Разданского потока ($\bar{\delta} = 2,853$ г/см³), а также андезито-базальты конуса вулкана Сеган ($\bar{\delta} = 2,821$ г/см³), которые по средним значениям удельного веса тяготеют к базальтам Цахкашенской группы вулканов.

Лавы андезито-базальтового состава других вулканов характеризуются довольно близкими значениями удельного веса. Андезито-базальты вулкана Карап и Норадузского вулкана, территориально приуроченные к периферической зоне Гегамского нагорья, незначительно отличаются в средних значениях удельного веса от своих аналогов центральной зоны нагорья. Андезитовые лавы вулкана Армаган и нижнего потока вулкана Джрбашян по сравнению с лавами андезито-базальтового состава характеризуются более низкими средними значениями удельного веса, в то время как андезиты среднего и верхнего потока вулкана Джрбашян по средним значениям удельного веса близки к лавам андезито-базальтового состава.

Устанавливаются некоторые различия в средних значениях удельного веса лав, отобранных из различных морфологических элементов одного и того же вулкана. Так, андезиты-

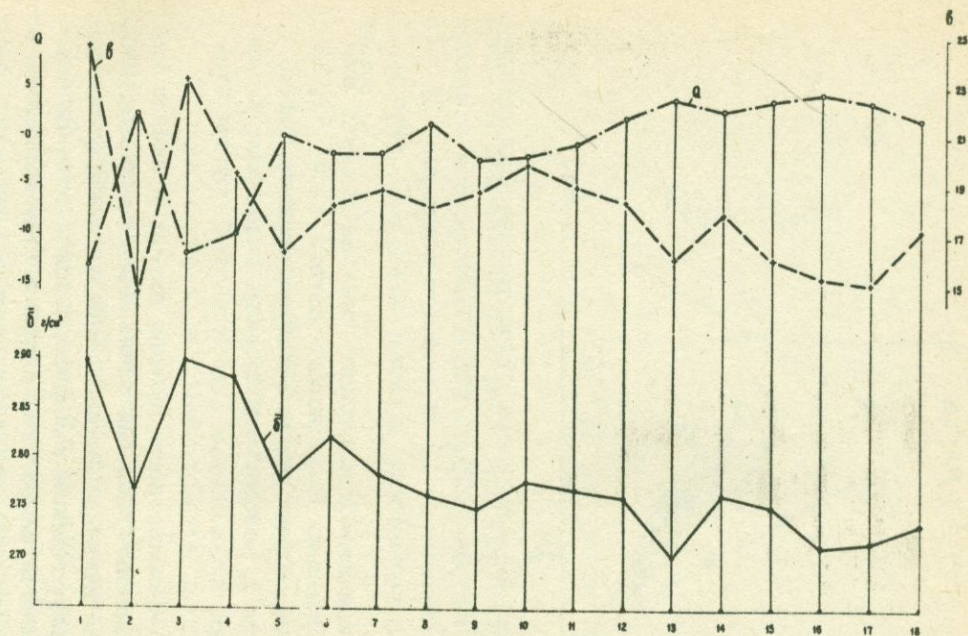


Рис. 51. Диаграмма зависимости средних значений удельного веса лав Гегамского нагорья от числовых характеристик А. Н. Заварицкого. 1 – долеритовые базальты Камо; 2 – андезитобазальты маньчжурского комплекса; 3 – базальты Цахкашенской группы вулканов; 4 – андезитобазальты Разданского потока; 5 – андезитобазальты Архашенского покрова; 6 – андезитобазальты вулкана Сеган, конус; 7 – то же, поток; 8 – андезитобазальты вулкана Каранилич; 9 – андезитобазальты вулкана Карап; 10 – андезитобазальты вулкана Акиноцасар, начало потока; 11 – то же, язык потока; 12 – андезитобазальты Норатузского вулкана; 13 – андезиты вулкана Джрбашян, нижний поток; 14 – то же, средний поток; 15 – то же, верхний поток; 16 – андезиты вулкана Армаган, I фаза; 17 – то же, II фаза; 18 – то же, III фаза.

базальты конуса вулкана Сеган характеризуются повышенными средними значениями удельного веса ($\bar{\delta} = 2,821 \text{ г/см}^3$), по сравнению с лавами его потока ($\bar{\delta} = 2,782 \text{ г/см}^3$). Аналогичные различия в средних значениях удельного веса характерны и для андезито-базальтов вулкана Акноцасар, где средние значения равны, соответственно, для начала потока — $\bar{\delta} = 2,772 \text{ г/см}^3$ и языка потока — $\bar{\delta} = 2,769 \text{ г/см}^3$. Еще более ощутимы различия в удельном весе лав андезитового состава различных фаз вулкана Армаган, для которых наблюдается довольно отчетливая тенденция в сторону увеличения средних значений удельного веса от лав первой фазы ко второй и третьей фазам. Также наблюдается увеличение средних значений удельного веса при переходе от лав нижнего потока к среднему и верхнему потоку для андезитов вулкана Джрбашян. Это согласуется со слабым повышением основности последовательных лавовых порций.

Таким образом, тесная связь удельного веса с составом пород позволяет более уверенно говорить о некотором повышении кислотности первых порций магмы. Аналогичные закономерности были обнаружены и для лав неогенового вулканизма Закарпатья (78). Это позволяет предполагать проявление гравитационно-кристаллизационной дифференциации в отдельных подводящих каналах и периферических очагах. По Е. Ф. Малеву (78), в верхних частях таких каналов или очагов обособляется более "кислая" магма, поступающая на поверхность в первый период извержения.

Анализ имеющихся данных показывает, что изученные лавы ряда базальт — андезито-базальт — андезит достаточно хорошо дифференцированы по средним значениям удельного веса. С возрастанием вверх по разрезу монотонности состава лав Гегамского нагорья снижаются и колебания средних значений удельного веса. Учитывая однообразие состава лав андезито-базальтов, обнаруженные закономерности имеют определенное значение, так как, принимая за основу лишь минерало-петрографические особенности без химических анализов, проводить расчленение лав Гегамского нагорья в ряду базальт — андезито-базальт — андезит очень трудно, особенно когда между двумя разновидностями устанавливаются взаимные переходы в пределах одного и того же лавового потока. В этих случаях для диагностики пород и уверенного разграничения лав близкого состава целесообразно использование удельного веса в совокупности с петрографическими методами.

Общая и эффективная пористость лав имеет значительные пределы колебаний, которые соответственно составляют от $m_0 = 1,64\%$ до $m_0 = 46,9\%$; от $m_3 = 0,33\%$ до $m_3 = 42,9\%$. Высокая вариабельность общей и эффективной пористости (значения коэффициентов вариации достигают 35% для общей и 65% для эффективной пористости) обусловлена разнообразными текстурными особенностями изученных пород. Последние связаны с различием условий излияний и застывания лав Гегамского нагорья.

Наименьшими средними значениями общей и эффективной пористости характеризуются трещинные излияния, представленные лавами долеритовых базальтов Камо ($m_0 = 8,03\%$ и $m_3 = 7,08\%$), и андезито-базальты Разданского потока ($m_0 = 7,62\%$ и $m_3 = 5,94\%$). Последние опробованы в удаленных от предполагаемого центра извержений участках потока. Лавы маломощных потоков базальтов шлаковых конусов Цахкашенской группы вулканов характеризуются средними значениями общей ($m_0 = 22,94\%$) и эффективной ($m_3 = 21,41\%$) пористости, почти втрое превышающими значения этого параметра у долеритовых базальтов Камо.

Наибольшими средними значениями общей и эффективной пористости характеризуются андезито-базальты вулкана Акноцасар, андезиты вулкана Джрбашян и андезито-базальты Караинлич, то есть лавы вулканов, приуроченных к центральной или осевой зоне Гегамского хребта.

Отмечаются некоторые различия в пористости лав вулканов, отобранных из различных морфологических элементов потока одного и того же вулкана, а также потоков лав различных фаз или последовательных порций одного и того же вулкана.

Общая и эффективная пористости лав простого шлакового конуса Акноцасар, опробованного в месте выхода потока из-под шлаковой постройки, почти в два раза выше значений этого параметра у лав языка потока. Причем, лавы начала потока характеризуются не только большими абсолютными значениями общей и эффективной пористости, но и большей неравномерностью их распределения, о чем свидетельствуют более высокие значения коэффициентов вариации. Для лав простого конуса Сеган, наоборот, андезито-базальты, слагающие конусную постройку, т. е. наиболее поздние порции лавы, характеризуются более низкими средними значениями общей и эффек-

тивной пористости по сравнению с лавами языка потока. Для лав различных фаз сложного конуса Армаган наблюдается уменьшение средних значений общей и эффективной пористости при переходе от первой и второй фазы к третьей. Аналогичная тенденция обнаружена и для лав гегамского типа вулканов — андезитов вулкана Джрбашян,

Отмеченные тенденции отражают различие в степени загазованности и характере извержений лав Гегамского нагорья, а также условий остывания, сложным образом связанных с количеством излившейся лавы, вязкостью, формой рельефа и т.п. Можно полагать, что загазованность лав от первой к третьей эруптивной фазе уменьшается.

Объемный вес лав Гегамского нагорья, несмотря на однообразие их химического состава, варьирует в широких пределах: от $\bar{\rho} = 1,482 \text{ г/см}^3$ до $\bar{\rho} = 2,713 \text{ г/см}^3$. Коэффициент вариации для отдельных петрографических разновидностей пород достигает 8–12%.

Большие пределы колебаний объемного веса лав Гегамского нагорья обусловлены в первую очередь текстурными особенностями и пористостью пород. На диаграмме рис. 52 показана зависимость средних значений объемного веса лав Гегамского нагорья от средних значений общей пористости. Как и следовало ожидать, максимумам общей пористости соответствуют минимумы объемного веса пород. Это подтверждается и наличием тесной корреляционной связи между объемным весом отдельных петрографических разновидностей и общей пористостью. Так, для андезитов Гегамского нагорья установлена следующая корреляционная зависимость между общей пористостью и объемным весом (ρ) при коэффициенте корреляции $r = -0,99$:

$$m_0 = (-37,34 \rho + 101,55) \pm 2,09\%$$

Для андезито-базальтов значение коэффициента корреляции между общей пористостью и объемным весом также равно $r = -0,99$, а уравнение регрессии имеет вид:

$$m_0 = (-35,91 \rho + 99,41) \pm 2,09$$

Наибольшими средними значениями объемного веса характеризуются малопористые долеритовые базальты Камо ($\bar{\rho} = 2,669 \text{ г/см}^3$) и андезито-базальты Разданского потока ($\bar{\rho} = 2,636 \text{ г/см}^3$). Они же характеризуются и наименьшими оцен-

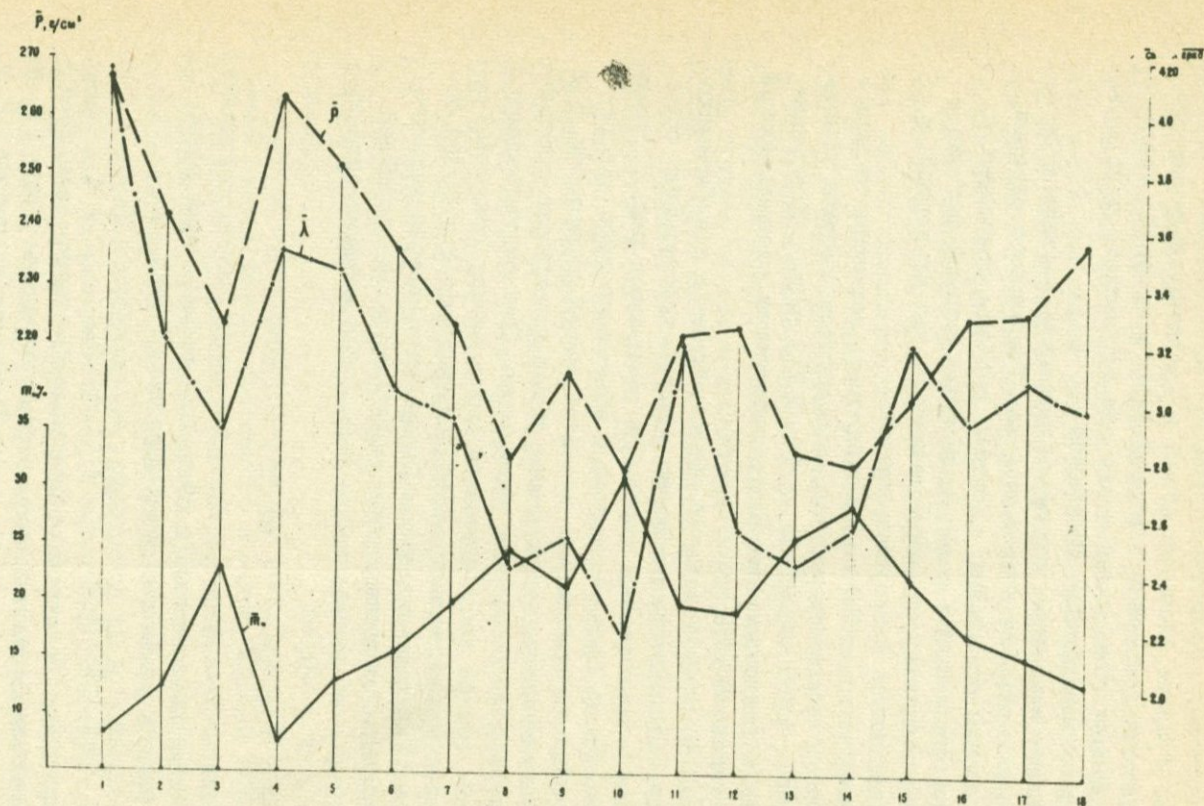


Рис. 52. Диаграмма зависимости средних значений объемного веса (ρ) теплопроводности (λ) лав Гегамского нагорья от общей пористости. Обозначения те же, что на рис. 51.

Физические свойства (плотностные, емкостные, тепловые, упругие) базальт-андезито-базальт-андезитовой ассоциации вулканических пород Гегамского нагорья

Таблица 44

Эруптивный этап, выборка Параметры			I		II			III												
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Плотност- ные	удельный вес δ , г/см ³	$\bar{x}$ V	2,9 0,6	2,768 0,9	2,9 0,5	2,853 0,5	2,78 0,8	2,821 1,3	2,782 1,9	2,764 1,8	2,75 0,7	2,772 0,7	2,769 0,9	2,759 0,6	2,703 0,9	2,765 1,0	2,754 1,7	2,717 0,5	2,718 0,9	2,737 0,5
	объемный вес ρ , г/см ³	$\bar{x}$ V	2,669 1,8	2,425 3,3	2,235 4,3	2,636 0,8	2,518 4,2	2,368 3,6	2,237 6,6	2,033 5,8	2,152 3,9	1,834 12	2,221 8	2,239 3,8	2,017 8,9	1,98 5,3	2,135 4,3	2,251 8,0	2,261 5,0	2,382 5,9
Емкост- ные	общая пористость m_0	$\bar{x}$ V	8,03 22	12,36 19	22,94 14	7,62 12	13,0 7,6	15,66 20	19,83 26	24,68 17	21,44 13	33,72 23	19,82 12	19,1 3,8	25,76 26	28,9 14	22,46 16	17,26 30	16,75 26	13,16 35
	эффективная порис- тость m_e , %	$\bar{x}$ V	7,08 19	9,40 32	21,41 16	5,94 22	8,64 43	14,4 21	18,69 30	21,0 19	19,25 17	26,77 31	16,35 31	15,3 46	16,21 47	22,65 32	20,12 15	12,0 41	10,07 56	3,65 65
Тепловые	теплопроводность λ , 10 ⁻³ $\frac{\text{кал}}{\text{см.сек.град}}$	$\bar{x}$ V	4,15 6,8	3,21 22	2,90 14	3,58 4,8	3,47 7,4	3,04 14	2,95 18	2,42 14	2,53 15	2,18 16	3,21 16	2,56 8,6	2,44 19	2,57 12	3,21 6,2	2,94 10	3,08 14	2,98 15
	температуропроводность a , 10 ⁻³ $\frac{\text{см}^2}{\text{сек}}$	$\bar{x}$ V	6,91 8,3	6,33 12	6,05 5,9	6,18 4,4	6,26 4,1	6,31 12	5,63 13	5,60 13	5,12 11	5,24 13	6,09 8,9	5,47 5,3	5,37 6,3	6,06 11	6,26 10	3,92 9	6,30 11	5,47 7,7
	теплоемкость C , $\frac{\text{кал}}{\text{г.град}}$	$\bar{x}$ V	0,224 7,7	0,210 19	0,219 14	0,217 8,8	0,223 6,8	0,206 14	0,235 15	0,211 14	0,23 12	0,229 15	0,237 19	0,211 99	0,224 8	0,214 7	0,242 6,6	0,218 6	0,213 7	0,228 6,9
	модуль Юнга E , 10 ¹¹ $\frac{\text{дин}}{\text{см}^2}$	$\bar{x}$ V	6,04 7,7	3,12 13,7	3,12 15,5	5,02 12,4	4,34 15	3,5 9,3	3,78 14,5	3,9 6	4,08 8,6	2,78 -	3,99 -	4,32 8,5	3,63 36	3,63 18	3,47 -	4,55 3,0	4,59 8,3	5,69 -
Упругие	модуль объемного сжа- тия K , 10 ¹¹ $\frac{\text{дин}}{\text{см}^2}$	$\bar{x}$ V	4,37 7,8	4,26 12	2,07 55	3,94 12,2	3,27 17	2,6 15	2,55 39	2,4 28	2,79 8,9	2,01 -	2,76 -	2,85 9,1	2,42 48	2,49 16	2,38 -	2,91 11	2,99 11,1	3,83 -
	модуль сдвига G 10 ¹¹ $\frac{\text{дин}}{\text{см}^2}$	$\bar{x}$ V	3,38 5,65	1,67 12	1,26 14	1,99 17	1,7 16	1,38 9,8	1,55 10	1,65 14	1,63 9,3	1,14 -	1,59 -	1,72 9,8	1,51 18	1,45 18	1,38 -	1,83 7,8	1,85 9,4	2,27 -
	коэффициент Пуассона ν , %	$\bar{x}$ V	0,269 4,5	0,272 6,3	0,244 21	0,287 5,9	0,277 0,8	0,272 12,5	0,219 43	0,21 37	0,256 7	0,263 -	0,257 -	0,255 5	0,264 8	0,254 -	0,253 -	0,239 5	0,242 12	0,252 3,72
	скорость продольных волн, км/сек	$\bar{x}$ V	5,32 3,7	4,67 5,5	4,09 9	4,97 5,7	4,68 27,4	4,31 4,3	4,41 0,7	4,81 4,2	4,88 3,7	4,63 5,2	4,73 8,2	4,82 3,9	4,63 13,5	4,70 8,1	4,76 8,4	4,98 4,2	4,92 3,5	4,95 13,4
	скорость поперечных волн, км/сек	$\bar{x}$ V	2,99 4,2	2,61 5,5	2,37 6,8	2,72 6,3	2,59 7,6	2,44 4,8	2,56 4	2,75 4,6	2,72 3,8	2,69 -	2,57 -	2,75 2,9	2,74 4,8	2,69 7,8	2,49 -	2,81 4,0	2,86 4,1	3,01 -

Примечание: I вулканический этап (трещинные излияния): 1 - долеритовые базальты района г. Камо, 2 - андезито-базальты манычарского комплекса; II вулканический этап (потоки шлаковых конусов, центральный жерловый тип излияний): 3 - базальты Пахкашенской группы вулканов, 4 - андезито-базальты Разданского потока, 5 - андезито-базальты Архашенского покрова; III вулканический тип (центральный тип извержений): 6-7 андезито-базальты вулкана Сеган (соответственно - шлаковый конус и его поток), 8 - андезито-базальты вулкана Каранлич (поток), 9 - андезито-базальты вулкана Карап (поток), 10-11 - андезито-базальты начала и языка потока простого шлакового конуса Акноцасар, 12 - андезито-базальты потока шлакового конуса Нордуз, 13-15 - андезиты, соответственно, нижнего, верхнего и среднего потока вулкана Джрбашян (гегамский тип), 16-18 - андезиты первой, второй и третьей фаз извержения вулкана Армаган.
Для каждого параметра приведено среднее значение признака ($\bar{x}$) и коэффициент вариации (V%).

ками коэффициентов вариации, соответственно, 1,8 и 0,8%.

Андезито-базальты начала потока вулкана Акнопасар и андезиты среднего потока вулкана Джрбашян характеризуются наименьшими средними значениями объемного веса (соответственно, $\bar{\rho} = 1,834 \text{ г/см}^3$ и $\bar{\rho} = 1,980 \text{ г/см}^3$).

В целом, для лав Гегамского нагорья характерны пониженные значения объемного веса, что свидетельствует о широком развитии пористых разновидностей пород.

Таблица 45

Парные коэффициенты корреляции между упругими свойствами, общей, эффективной и закрытой пористостью для андезито-базальтов Гегамского нагорья

Физические параметры	E	K	G	V _p	V _s
m ₀	-0,65	-0,64	-0,60	-0,43	0,22
m ₂	-0,68	-0,68	-0,63	-0,55	0,33
m ₃	+0,15	+0,15	+0,12	+0,11	+0,14

Таблица 46

Парные коэффициенты корреляции между упругими свойствами, общей, эффективной и закрытой пористостью для андезитов Гегамского нагорья

Физические параметры	E	K	G	V _p	V _s
m ₀	-0,79	-0,72	-0,79	-0,61	-0,60
m ₂	-0,78	-0,71	-0,80	-0,66	-0,68
m ₃	+0,19	+0,17	+0,24	+0,27	+0,33

Таблица 47

Парные коэффициенты корреляции между тепло- и теплопроводностью, общей и эффективной пористостью лав Гегамского нагорья

Петрографический тип	Параметры	λ	α
Андезито-базальты	m ₀	-0,62	-0,43
	m ₂	-0,55	-0,41
Андезиты	m ₀	-0,60	-0,38
	m ₂	-0,45	-0,26

Отмеченные выше различия морфологических элементов потоков одного и того же вулкана сохраняются и для объемного веса. Так, например, объемный вес лав конуса вулкана Сеган ($\bar{\rho} = 2,368 \text{ г/см}^3$) несколько выше значений этого параметра для лав потока того же вулкана ($\bar{\rho} = 2,237 \text{ г/см}^3$), то есть согласуется с характером изменения пористости и состава пород. Сохраняются различия в объемном весе лав начала и языка потока вулкана Акноцасар. Для андезитов вулкана Джрбашян наблюдается увеличение объемного веса при переходе от лав нижнего и среднего потока к верхнему. В том же направлении уменьшается пористость и увеличивается удельный вес. Для андезитов различных фаз вулкана Армаган также наблюдается увеличение объемного веса при переходе от первой и второй фаз к третьей, что также находится в хорошем согласии с изменением пористости и удельного веса.

Андезито-базальты манычарского комплекса Архашенского покрова по значениям объемного веса тяготеют к андезито-базальтам Разданского потока. Лавы вулканов простых шлаковых конусов по сравнению с лавами простых лавовых конусов характеризуются более высокой вариабельностью значений рассматриваемого параметра.

Базальты шлаковых конусов Цахкашенской группы вулканов резко отличаются по средним значениям объемного веса от долеритовых базальтов Камо.

Упругие свойства лав Гегамского нагорья приведены в табл. 44.

Среди изученных пород наибольшими средними значениями скоростей упругих волн и упругих модулей характеризуются долеритовые базальты Камо и андезито-базальты Разданского потока, которые характеризуются наименьшими средними значениями общей и эффективной пористости. Упругие характеристики пористых базальтов Цахкашенской группы вулканов характеризуются наименьшими значениями скоростей продольных и поперечных волн, а также модулей упругости. Наблюдается корреляционная зависимость между упругими модулями и значениями общей и эффективной пористости для однотипных в петрографическом отношении пород (табл. 45, 46). Причем для андезитов значения коэффициентов корреляции выше, чем для андезито-базальтов. Отмечается, хотя и слабая, положительная корреляционная связь между упругими характеристиками и закрытой пористостью (m_3), вычисленной как раз-

ность между общей и эффективной пористостью.

Увеличение упругих скоростей и модулей упругости с увеличением общей и эффективной пористости обусловлено снижением сообщающейся пористости, где определенное значение имеет вытянутая веретенообразная сообщающаяся пористость и, видимо, даже микротрещиноватость. По данным Б. П. Беликова и др. (9), последняя оказывает наиболее существенное влияние на упругие характеристики.

В соответствии с различием пористости лав вулкана Акноцасар при переходе от начала к языку потока изменяются и упругие характеристики.

Тепловые свойства

Тепло- и температуропроводность лав Гегамского нагорья колеблется в широких пределах: от $\lambda = 1,72$ до $\lambda = 4,54 \times 10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см.сек.град}}$ и от $\alpha = 4,37$ до $\alpha = 7,78 \cdot 10^{-3} \frac{\text{см}^2}{\text{сек}}$.

Наибольшими средними значениями тепло- и температуропроводности характеризуются долеритовые базальты Камо и андезито-базальты Разданского потока, для которых характерны и наименьшие значения коэффициентов вариации (6,8 и 4,8%, соответственно). Наименьшими средними значениями тепло- и температуропроводности характеризуются андезито-базальты начала потока вулкана Акноцасар.

Как следует из диаграммы (рис. 52), характер изменения средних значений теплопроводности находится в хорошем согласии с характером изменения средних значений пористости лав независимо от их петрографической принадлежности. При этом максимумам на кривой теплопроводности соответствуют минимумы на кривой общей пористости. Для различных в петрографическом отношении лав найдены парные коэффициенты корреляции между тепло- и температуропроводностью и общей и эффективной пористостью (табл. 47).

Из приведенных данных следует, что связь между теплопроводностью и общей пористостью более тесная, чем для аналогичной зависимости у температуропроводности. Значения коэффициентов корреляции для андезито-базальтов несколько выше, чем для андезитов. В целом, невысокие значения коэффициентов корреляции свидетельствуют о том, что на тепло- и температуропроводность помимо текстуры влияние оказыва-

ют также состав и степень раскристаллизации лав. Это хорошо видно при сопоставлении тепло- и температуропроводности долеритовых базальтов и андезито-базальтов Разданского потока (средние значения общей пористости которых довольно близкие): тепло- и температуропроводность долеритовых базальтов Камо ($\bar{\lambda} = 4,15 \cdot 10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см.сек.град}}$, $\bar{a} = 6,91 \cdot 10^{-3} \frac{\text{см}^2}{\text{сек}}$) значительно выше, чем у андезито-базальтов Разданского потока ($\bar{\lambda} = 3,53 \cdot 10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см.сек.град}}$, $a = 6,18 \cdot 10^{-3} \frac{\text{см}^2}{\text{сек}}$). Эти различия обусловлены различием основности и степени раскристаллизации этих пород. Так, количество вкрапленников в андезито-базальтах Разданского потока составляет 3,24%, в то время как в долеритовых базальтах — 16,08%. Андезито-базальты манычарского комплекса и архашенского покрова, по сравнению с лавами андезито-базальтов Разданского потока, характеризуются более низкими средними значениями тепло- и температуропроводности, хотя и обладают более высокой степенью раскристаллизации (содержание вкрапленников 33,83 и 22,4%, соответственно). Для них характерны более высокие средние значения общей пористости и повышение содержания кремнекислоты.

Так же в соответствии с характером изменения пористости и степени раскристаллизации лав изменяется тепло- и температуропроводность андезито-базальтов вулкана Акноцасар при переходе от начала к языку потока. Этим же объясняется увеличение теплопроводности андезитов вулкана Джрбашян при переходе от нижнего и среднего потока к верхнему.

Таким образом, тепло- и температуропроводность вулканитов находятся в сложной зависимости от их пористости, состава и степени раскристаллизации. Теплоемкость изученных пород колеблется в значительных пределах от 0,131 до 0,348 $\frac{\text{кал}}{\text{г. град}}$, но какой-либо четкой связи с изменением химизма при этом не обнаруживается.

Магнитные свойства

Магнитные параметры вулканитов Гегама представлены в табл. 48. Анализ этих материалов позволяет разделить описываемые образования на три группы. Первая объединяет ла-

вы первого и второго этапа новейшего вулканизма, вторая - эффузивы простых вулканических построек вершинной части Гегамского хребта, вулкана Армаган и 1 фазы деятельности вулкана Джрбашян, к третьей целесообразно отнести андезиты II и III фазы извержения вулкана Джрбашян.

Эффузивы первой группы, представленные базальтами и андезито-базальтами, характеризуются (за исключением маньчарских лав) повышенными значениями индуктивных (χ , I_s) магнитных параметров и относительно пониженными величинами естественной остаточной намагниченности. Последнее находит свое выражение в низких модальных значениях фактора Q_m . Эта величина изменяется от 2,5 для маньчарских лав до 5,5 в базальтах вулкана Саакасар. Термомагнитные характеристики, изученные для образцов 1 группы в их естественном состоянии, в большинстве случаев описываются кривой I_s -T типа Q со значением θ_k преобладающей ферромагнитной фазы $500 + 560^\circ\text{C}$ при $\delta_m < 1$. Лишь андезито-базальты Разданского потока обладают сравнительно низкой точкой Кюри, а $\delta_m > 1$. Длительные отжиги в инертных атмосферах, выполненные с целью реставрации первичного облика рудного минерала, в ряде случаев позволяют получить препараты, преобладающая ферромагнитная фаза которых имеет θ_k около 150° .

Минераграфические исследования показали, что для описываемых вулканитов характерно наличие двух генераций титаномагнетита, интенсивность высокотемпературного окисления которого часто описывается значением индекса окисления не ниже 1У по шкале, предложенной Уоткинсом и Хаггерти (129). Типично также присутствие гидроокислов. Лишь в разданских лавах титаномагнетит, находящийся, главным образом, в составе основной массы, представлен оптически гомогенными зернами, очень редко окисленными по трещинам.

Вулканиты вершинной части Гегамского нагорья в большинстве своем отличаются однообразием магнитных характеристик. Это не относится, однако, к андезитам II и III этапа извержения вулкана Джрбашян, которые выделяются здесь в отдельную группу.

Для лав второй группы намечаются незначительные различия величин индуктивных магнитных характеристик образований, связанных с деятельностью простых лавовых и шлаковых конусов. Эффузивы последних более магнитны. Различия эти

более яркие в осевой части хребта и едва проявляются для вулканитов Норадузской группы. Следует оговориться, однако, что незначительное количество опробованных вулканических построек различных типов не позволяет придавать отмеченным фактам характер установленной закономерности, но с полной определенностью требует их проверки на более представительном материале. В целом же величины индуктивных магнитных параметров описываемой группы несколько ниже ранее обсуждавшихся вулканитов Гегама. Значения фактора Q_m наоборот, у них в среднем выше, хотя и испытывают значительные колебания. Так, модальные значения Q_m равны 2,6 для андезитов 1 фазы вулкана Джрбашян и 17,2 — для андезито-базальтов основания потока вулкана Акноцасар. По своим терромагнитным характеристикам лавы второй группы являются несколько разнородными. Встречаются как однофазные кривые с θ_k близкими к магнетитовым, так и существенно полифазные графики I_s-T , отражающие в качестве главных ферромагнитных составляющих минералы с θ_k от 375 до 410°C. Довольно часто ферромагнитные фазы с близкими точками Кюри возникают вследствие измерительного нагрева до 600°C.

Большинство гомогенизированных образцов характеризуется θ_k от 300 до 400°C. Рудные минералы описываемых пород образуют изометричные неправильной формы и угловатые зерна, встречающиеся чаще всего в составе основной массы. Для части образцов с помощью микроскопа МИН-9 не удается констатировать гетерогенность этих зерен, в большинстве других же (лавы конусной постройки вулкана Сеган, эффузивы вулканов Акноцасар, Караинлич, Норадуз, лавы III фазы Армагана) для наиболее крупных зерен (0,02–0,05 мм) ясно видны следы их высокотемпературного окисления, описываемого индексом окисления Уоткинса и Харгерти (УХ), равным 1У, У.

Андезиты II и III фазы извержения вулкана Джрбашян, составляющие третью магнитную группу, являются немагнитными породами. Модальное значение фактора Q_m лав II фазы равно 19,7, III — 43,1. Мода параметра β близка к 0,40 при обычных величинах этого признака для остальных вулканитов Гегама равным 0,1–0,2. Минераграфические исследования свидетельствуют о практически полном замещении зерен титаномagnetита мартитом и гидроокислами. Совокупность приведенных данных об этих породах позволяет отнести их к вторично-не-

Примечание: χ - магнитная восприимчивость, I_n - естественная остаточная намагничённость, Q_m - фактор Q , I_s - намагничённость насыщения, I_{rs} - остаточная намагничённость насыщения, θ_k - точка Кюри главной ферромагнитной фазы, $\delta_m = \frac{I_{st}}{I_{so}}$ - соотношение намагничённости насыщения образца до (I_{so}) и после (I_{st}) термомагнитного анализа (нагрев до 600°), $\bar{X}$ - среднее арифметическое, M_o - мода, V - коэффициент вариации (%), $\times$ - бимодальное распределение параметров, н.п.ч. - термомагнитный анализ не выполнялся из-за низкой величины I_s горной породы (ниже предела чувствительности установки).
Нумерация выборок та же, что и в табл. 44.

магнитным образованиям (91). Первичные же магнитные характеристики, вероятно, были близкими к таковым остальных эффузивов III этапа новейшего вулканизма.

Сравнивая магнитные свойства эффузивов Гегамского нагорья с особенностями их вещественного состава, можно отметить, что большие величины индуктивных магнитных параметров лав I и II этапа хорошо коррелируются с относительно повышенным общим содержанием железа в них.

Заметной связи I_s и α с содержанием вкрапленников рудного минерала не обнаружено. Следовательно, определяющее влияние на формирование магнитных параметров эффузивов Гегамы (особенно лав вершинной части) оказывают мельчайшие зерна титаномагнетита основной массы. Роль рудной пыли в общем балансе ферромагнитной компоненты максимальна для эффузивов III этапа, в связи с чем эти породы обладают в общем более высокими значениями фактора Q_m . Наибольшими величинами этого параметра, как уже отмечалось, характеризуются вторично-немагнитные андезиты Джрбашяна (II и III поток). Как известно (91), повышенная магнитная жесткость является одним из главных диагностических признаков подобных образований. Для этих разностей намечается довольно сильная положительная корреляция между характеристиками магнитной жесткости и коэффициентом окисленности железа ("K"). Отрицательная связь существует между "K" и индуктивными магнитными параметрами.

Для остальных лав Гегамы сильной корреляции между окисленностью железа и магнитными характеристиками почти не отмечается. Однако все же для лав I магнитной группы коэффициент окисления железа существенно выше в образцах, характеризующихся магнетитовыми кривыми I_s-T , т.е. подверженных интенсивному высокотемпературному окислению. Наоборот, андезито-базальты Разданского потока с низкой точкой Кюри обладают наименьшей величиной "K". Последние разности, как показывают результаты термомагнитного анализа естественных образцов и гомогенизированных препаратов, а также оптические исследования, содержат титаномагнетит, подверженный лишь низкотемпературному (порядка 200–300°C) однофазному окислению с образованием дефектных ферромагнитных шпинелидов.

Небезынтересно отметить, что в месте опробования мощность потока составляет около 7–8 м, т.е. он относится к

числу "мощных" по терминологии Гаргравеса и Хаггерти. По данным этих авторов лавы центральных частей таких тел должны непременно подвергаться высокотемпературному субсолидусному окислению благодаря действию таких агрессивных факторов, как дифференциальное улетучивание водорода (эффект мембраны) и окисление отжимающимися к центру потока при его кристаллизации летучими компонентами магмы. В то же время эффузивы, слагающие гораздо более маломощные ("тонкие") потоки (Сеган), характеризуются однофазными магнетитовыми кривыми и значениями индекса $UX \geq 1U$.

В заключение следует отметить, что дифференциация эффузивов Гегамского нагорья по магнитным свойствам отражает их разделение в соответствии с основными этапами вулканизма, проявление которых характеризовалось достаточно разными условиями.

Так, породы, относимые нами в I магнитную группу по геологическим данным (39, 41), произошли за счет магмы более глубинного очага. Как уже отмечалось, одним из главных магнитных признаков этих разностей являются низкие (порядка 150°C) значения точек Кюри гомогенизированных препаратов. Следуя методике Д. М. Печерского, глубина магмопитающего очага этих лав составляет около 60 км. Лавы же II и III магнитных групп^х, по данным К. И. Карапетяна, изливались из относительно мелкозалегающего близповерхностного магматического резервуара. Пользуясь теми же рассуждениями и принимая, что точки Кюри гомогенизированных пород укладываются в интервал температур от 300 до 400°C , получаем, что глубины последнего равновесного состояния магмы, породившей эффузивы вершинной части Гегамского нагорья, изменяются в пределах от 20 до 30 км.

Таким образом, можно говорить о достаточно четком качественном согласии магнитной характеристики вулканитов района с представлениями об их петрологии.

Применяя геотермометр-геобарометр Баддингтона-Линдсли и пользуясь рассуждениями, приведенными ранее, оценим физико-химический режим образования титаномagnetитов главной генерации: для эффузивов 1-го и 2-го эруптивного этапа $T = 1065^{\circ}\text{C}$, $fO_2 = 10^{-10}$ атм.

^х Вторично-немагнитные андезиты Джрбашяна фактически относятся (на правах подгруппы) ко II группе.

4. Физические свойства вулканических пород Айюцдзора

Отличительной особенностью лав Айюцдзора является однообразие состава и более выраженное этапное различие продуктов вулканической деятельности, которое проявляется в закономерной смене парагенезисов темнокветных минералов вкрапленников, переходе от амфиболовых и пироксенсодержащих к оливинсодержащим лавам. Намечается увеличение эксплозивности от ранних к поздним этапам. Эти особенности были приняты нами во внимание при анализе петрофизических данных.

Плотностные и емкостные свойства

Удельный вес лав Айюцдзора колеблется от $\delta = 2,66 \text{ г/см}^3$ до $\delta = 2,90 \text{ г/см}^3$ при относительно невысоких значениях коэффициентов вариации (табл. 49). Наибольшими средними значениями удельного веса характеризуются андезитобазальты Гюллидузского вулкана ($\bar{\delta} = 2,865 \text{ г/см}^3$) и андезитобазальты Сарцалинского покрова ($\bar{\delta} = 2,799 \text{ г/см}^3$), а наименьшими — андезитобазальты вулкана Сибатасар ($\bar{\delta} = 2,684 \text{ г/см}^3$). Несмотря на однообразие состава, изученные породы достаточно дифференцированы по средним значениям удельного веса. На диаграмме (рис. 53) отчетливо видна зависимость средних значений удельного веса от числовых характеристик А. Н. Заварицкого. При этом увеличение числовых характеристик b, c и уменьшение числовой характеристики Q приводит к увеличению средних значений удельного веса.

Наблюдаются различия в средних значениях удельного веса лав, опробованных из различных морфологических элементов одного и того же вулкана. Так, средние значения удельного веса андезитобазальтов вулкана Жилли-гель увеличиваются при переходе от окончания к середине потока и лавам конуса. В том же направлении наблюдается и увеличение коэффициента вариации распределения этого параметра. Еще более ощутимы эти различия в андезитобазальтах вулкана Далик: у лав нижней части потока $\bar{\delta} = 2,72 \text{ г/см}^3$, а верхней части — $\bar{\delta} = 2,786 \text{ г/см}^3$. В целом для лав различных фаз вулкана Далик наблюдается плавное увеличение средних значений удельного веса при переходе от андезитобазальтов первой

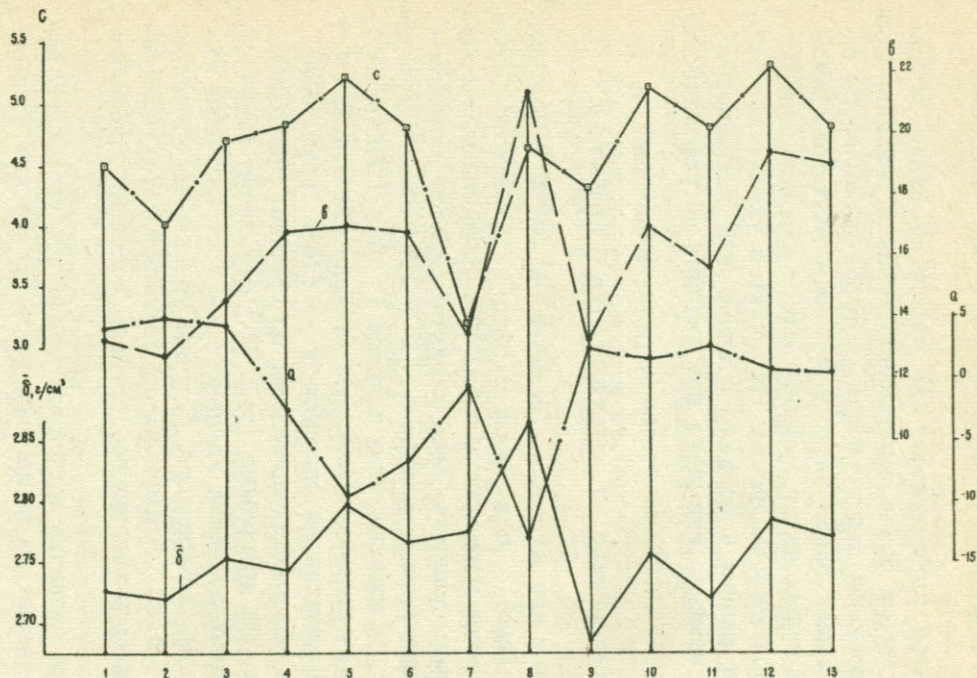


Рис. 53. Изменение средних значений удельного веса (δ) лав Айюцдзора при изменении числовых характеристик А. Н. Заварицкого. 1 - андезиты Варденисского покрова; 2 - андезито-базальты вулкана Жилли-гель, окончание потока; 3 - то же, середина потока; 4 - то же, конус; 5 - андезито-базальты Сарцалинского покрова; 6 - андезито-базальты вулкана Джермук; 7 - андезиты Гндевазского вулкана; 8 - андезито-базальты Гюллидузского вулкана; 9 - андезито-базальты вулкана Сибатасар; 10 - андезито-базальты вулкана Далик 1 фазы; 11 - 12 - то же, II фаза; 13 - то же, III фаза.

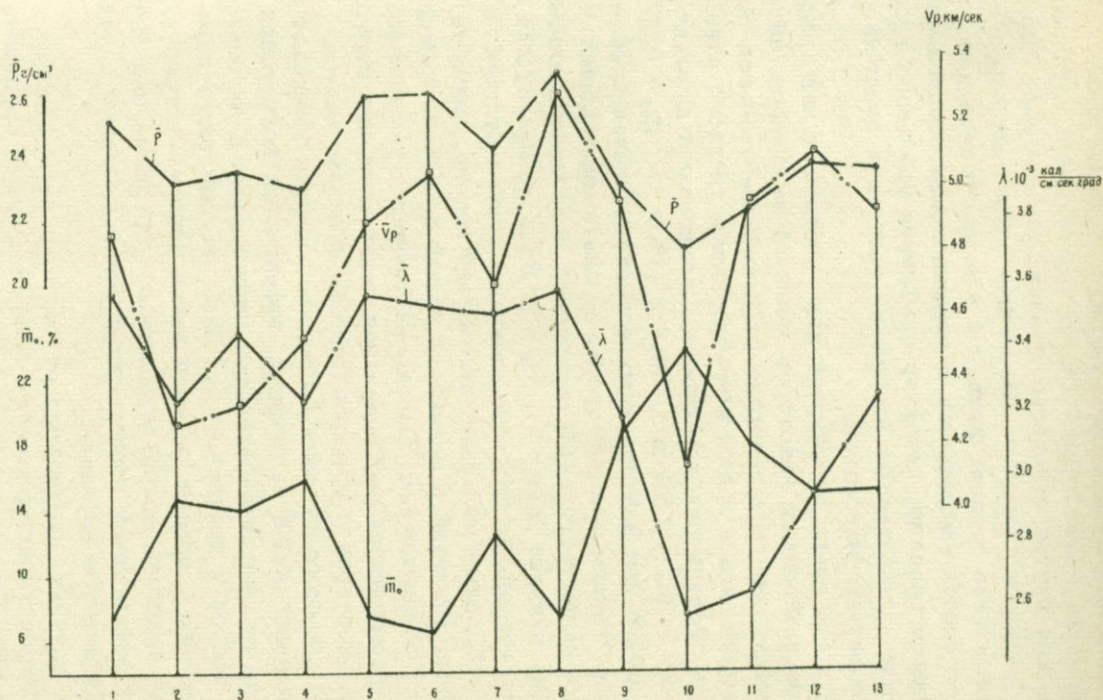


Рис. 54. Изменение средних значений общей пористости ($\bar{m}_o$), скорости продольных волн ($\bar{V}_p$), объемного веса ($\bar{\rho}$) и теплопроводности ($\bar{\lambda}$) лав Айондзора. Обозначения те же, что и на рис. 53.

фазы к андезито-базальтам второй и третьей фазы.

Обнаружены и некоторые тенденции изменения удельного веса лав, как внутри отдельных этапов, так и между лавами различных этапов. Общей особенностью изученных пород является увеличение средних значений удельного веса при переходе от роговообманковых лав к пироксеновым и оливиновым лавам. Иными словами, характер изменения удельного веса согласуется с характером изменения состава и парагенезисов темноцветных минералов.

Кроме того, вверх по разрезу для однотипных лав различных этапов намечается некоторое уменьшение средних значений удельного веса при переходе от андезито-базальтов первого и второго этапа к андезито-базальтам третьего этапа.

Общая и эффективная пористость изменяется в широких пределах от $m_0 = 3,8\%$ до $m_0 = 39,3\%$ и $m_3 = 0,55\%$ до $m_3 = 34,3\%$ при значительных вариациях значений обоих параметров. Максимальными средними значениями общей и эффективной пористости характеризуются андезито-базальты первой фазы вулкана Далик ($m_0 = 23,8\%$, $m_3 = 22,27\%$).

Андезито-базальты простого лавового конуса вулкана Жили-гель, отобранные из различных частей потока, каких-либо существенных различий в значениях общей и эффективной пористости не обнаруживают. Однако наблюдается уменьшение степени равномерности распределения пористости при переходе от лав окончания и середины потока к лавам конуса.

Для лав сложного вулкана Далик наблюдается уменьшение средних значений общей и, отчасти, эффективной пористости при переходе от андезито-базальтов первой фазы к андезито-базальтам второй и третьей фазы. Лавы нижней части потока по сравнению с лавами верхней части того же потока вулкана Далик характеризуются повышенными средними значениями общей и эффективной пористости и более высокими значениями коэффициентов вариации.

Во всех случаях, независимо от состава, лавы простых лавовых конусов характеризуются более высокими средними значениями общей и эффективной пористости. Обнаруживается довольно отчетливая тенденция к увеличению общей и эффективной пористости изученных пород вверх по разрезу. Заметим, что по геологическим данным в том же направлении увеличивается и степень загазованности лав района.

Объемный вес лав Айюцдзора изменяется в широких пре-

Физические свойства (плотностные, емкостные, тепловые, упругие) андезито-базальт-андезитовых лав Айондзора

Параметры			I					II			III				
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
плотност- ные	Удельный вес δ , г/см ³	а	2,727	2,718	2,755	2,743	2,799	2,767	2,777	2,865	2,684	2,756	2,72	2,786	2,772
		б	0,4	0,7	0,72	0,9	0,4	1,1	1,2	0,6	0,6	0,4	1,4	0,6	0,3
	объемный вес ρ , г/см ³	а	2,517	2,315	2,357	2,302	2,589	2,582	2,424	2,651	2,307	2,10	2,227	2,369	2,355
		б	3,6	8,6	2,7	3,4	1,3	2,5	2,1	3,1	4,5	7,3	3,4	7,4	2,7
емкост- ные	общая пористость m_0 , %	а	7,57	14,84	14,2	16,06	7,50	6,48	12,68	7,48	18,99	23,8	18,05	14,98	15,07
		б	41,2	48,5		17,8	22,4	37,4	17,3	38,8	29,6	24,1	51,4	41,5	14,49
	эффективная порис- тость m_3 , %	а	7,47	13,88	13,06	13,37	2,32	4,47	10,83	6,83	10,58	22,27	15,66	11,32	14,49
		б	3,94	52,3	19,4	23,6	55,1	55,9	19,4	41,6	40,2	28,8	69,9	63,4	33,7
тепловые	теплопроводность кал λ , $10^{-3} \frac{\text{см.сек.град}}{\text{см}^2}$	а	3,58	3,24	3,45	3,24	3,57	3,53	3,51	3,58	3,19	2,58	-	2,65	3,26
		б	7,3	17,9	7,5	9,4	11,8	9,9	9,7	8,7	10,7	19,4	-	27,7	16,0
	температуропровод- ность, α , $10^{-3} \frac{\text{см}^2}{\text{сек}}$	а	6,84	6,22	6,38	6,2	6,43	6,3	6,46	6,92	5,86	5,69	-	5,34	6,22
		б	8,8	6,5	4,2	7,0	8,7	5,9	6,2	5,9	9,2	13,3	-	13,7	10,4
	теплоемкость кал C , $\frac{\text{г.град}}{\text{г.град}}$	а	0,209	0,22	0,222	0,222	0,217	0,217	0,223	0,220	0,23	0,214	-	0,219	0,223
		б	14,8	7,3	6,8	9,9	24,9	7,4	6,6	6,4	10,9	5,2	-	6,5	15,2
упругие	модуль Юнга E , $10^{11} \frac{\text{дин}}{\text{см}^2}$	а	4,03	3,34	3,43	3,75	5,08	5,26	4,09	5,30	4,7	4,32	-	5,07	4,81
		б	14,6	20,5	9,3	16,0	15,1	19,8	16,6	17,0	11,2	16,4	-	9,21	11,8
	модуль объемного сжатия K , $10^{11} \frac{\text{дин}}{\text{см}^2}$	а	2,69	2,46	2,58	2,76	3,66	3,64	3,85	3,85	3,24	2,49	-	3,76	3,13
		б	19,0	26,5	16,3	18,0	16,2	28,3	16,0	16,0	21,9	26,5	-	9,3	12,0
	модуль сдвига G , $10^{11} \frac{\text{дин}}{\text{см}^2}$	а	1,62	1,31	1,38	1,52	2,01	2,12	1,55	2,80	1,88	1,33	-	1,99	1,94
		б	14,7	19,8	9,1	15,7	15,3	17,9	17,9	17,0	9,6	12,4	-	9,6	12,1
	коэффициент Пуас- сона ν , %	а	0,247	0,271	0,267	0,266	0,270	0,247	0,322	0,270	0,252	0,262	-	0,275	0,243
		б	11,7	8,5	15,0	4,5	5,0	27,0	23,0	18,0	13,1	22,0	-	0,6	7,8
	скорость продольных волн V_p , км/сек	а	4,86	4,27	4,33	4,54	4,9	5,05	4,70	5,30	4,96	4,14	4,15	5,11	4,92
		б	6,9	9,3	4,8	7,8	6,7	8,2	6,7	6,0	6,0	9,9	4,0	3,2	4,6
	скорость поперечных волн V_s , км/сек	а	2,52	2,39	2,48	2,56	2,77	2,82	2,40	2,87	2,84	2,34	-	2,85	2,86
		б	6,5	8,1	4,6	7,0	6,4	12,7	7,6	8,0	3,7	5,5	-	4,1	4,8

Примечание: I вулканический этап: 1 - роговообманковые андезиты Варденисского покрова (поток простого лавового конуса), 2-4 - пироксеновые андезито-базальты вулкана Жилли-гель (соответственно, окончание, середина потока и сама постройка простого лавового конуса), 5 - оливиновые андезито-базальты Сарпалинского покрова (поток простого шлакового конуса); II вулканический этап: 6 - роговообманковые андезито-базальты вулкана Джермук (поток), 7 - роговообманковые андезиты потока простого лавового конуса Гндевас, 8 - оливиновые андезито-базальты потока простого шлакового конуса Гюллидуз; III вулканический этап: 9 - роговообманковые андезито-базальты потока вулкана Сибатасар, 10-13 - оливиновые андезито-базальты сложного конуса вулкана Далик (соответственно, поток 1 фазы, нижняя и верхняя часть потока II фазы, поток III фазы).

Для каждого параметра в таблице приведены среднее значение (а) и коэффициент вариации, в % (б).

делах от $\rho = 1,62 \text{ г/см}^3$ до $\rho = 2,732 \text{ г/см}^3$, а значения коэффициентов вариации достигают 8,6%. Наибольшими средними значениями объемного веса характеризуются андезит-базальты Гюллидузского вулкана ($\bar{\rho} = 2,651 \text{ г/см}^3$). Они же характеризуются и наибольшими значениями удельного веса. Наименьшие средние значения объемного веса присущи андезито-базальтам первой фазы вулкана Далик ($\bar{\rho} = 2,10 \text{ г/см}^3$), отличающимся небольшими средними значениями общей и эффективной пористости.

Как следует из данных, приведенных на диаграмме (рис. 54), характер изменения средних значений объемного веса лав Айюцдзора находится в зависимости от изменения средних значений общей пористости. Это подтверждается и результатами парного корреляционного анализа, согласно которым значение коэффициента корреляции между объемным весом и общей пористостью для андезито-базальтов Айюцдзора равно $r = -0,96$, а между объемным весом и эффективной пористостью $r = -0,89$. Регрессионные уравнения для прогноза общей и эффективной пористости в лавах андезито-базальтового состава имеют следующий вид:

$$m_1 = (-33,7 \rho + 93,9) \pm 0,8\%;$$

$$m_2 = (-33,3 \rho + 90,6) \pm 0,9\%.$$

Помимо пористости отчетливо устанавливается влияние и состава пород на их объемный вес. Так, при равенстве средних значений общей пористости объемный вес андезито-базальтов Гюллидузского вулкана выше, чем у андезитов Варденисского покрова. Наблюдается, хотя и слабо выраженная, тенденция к некоторому уменьшению объемного веса вверх по разрезу, что согласуется с характером изменения пористости.

Упругие свойства

Скорости упругих волн и упругие модули лав Айюцдзора представлены в табл. 49. Для изученных пород характерны довольно широкие пределы колебаний упругих характеристик. Скорости упругих продольных волн изменяются от 2,87 до 5,99 км/сек, поперечных — от 1,84 до 3,39 км/сек. Упругие модули — 10^{11} дин/см²: модуль Юнга варьирует от 1,81 до 7,03, модуль объемного сжатия — от 1,3 до 5,89, модуль сдвига — от 0,71 до 3,08, коэффициент Пуассона — от 0,1 до 0,348.

Обращает на себя внимание значительная вариабельность упругих характеристик. В частности, для упругих модулей коэффициент вариации достигает 28,3%.

Наибольшими средними значениями скоростей упругих волн ($\bar{V}_p = 5,3$ км/сек; $\bar{V}_s = 2,87$ км/сек) и упругих модулей ($\bar{E} = 5,3 \cdot 10^{11} \frac{\text{дин}}{\text{см}^2}$, $\bar{K} = 3,85 \cdot 10^{11} \frac{\text{дин}}{\text{см}^2}$, $\bar{G} = 2,20 \cdot 10^{11} \frac{\text{дин}}{\text{см}^2}$) характеризуются андезито-базальты Гюллидузского вулкана, которые отмечаются и наибольшими средними значениями удельного веса, более высокими значениями числовых характеристик b и c наименьшими значениями числовой характеристики Q .

Наименьшими средними значениями упругих параметров характеризуются андезито-базальты первой фазы вулкана Далик, для которых типичны и наибольшие значения коэффициентов вариации, а также и наибольшие средние значения общей и эффективной пористости.

На диаграмме (рис. 54) приведены средние значения общей пористости и скорости продольных волн для лав Айюндзора. Наблюдается четкая обратная зависимость между изменением скорости продольных волн и общей пористостью.

Для лав андезито-базальтового состава между упругими характеристиками и общей и эффективной пористостью наблюдается тесная корреляционная связь (табл. 50). Причем между упругими модулями и закрытой пористостью устанавливается положительная корреляционная связь, что свидетельствует о влиянии на эти модули характера, в первую очередь, формы и морфологических особенностей пористости. Устанавливается также определенная связь между упругими параметрами и удельным весом лав. Как следует из табл. 50, значения коэффициентов корреляции между упругими характеристиками и удельным весом равны: 0,36 для V_p , 0,38 для V_s , 0,46 для E , 0,38 для K , 0,47 для G .

Тепловые свойства

Тепло- и температуропроводность лав Айюндзора колеблется в пределах: для $\lambda = 1,94 - 4,3 \cdot 10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см.сек.град}}$, для $a = 4,27 - 7,2 \cdot 10^{-3} \frac{\text{см}}{\text{сек}}$. Значения коэффициентов ва-

Таблица 50

Парные коэффициенты корреляции между скоростями упругих волн, упругими модулями и общей (m_0), эффективной (m_3) и закрытой пористостью (m_3), удельным (δ) и объемным весом (ρ) андезито-базальтов Айюцдзора

Параметры	V_p	V_s	E	K	G
m_0	-0,71	-0,67	-0,79	-0,80	-0,78
m_3	-0,78	-0,76	-0,86	-0,85	-0,85
m_3	-0,24	0,32	0,25	0,14	0,27
δ	-0,36	0,38	0,46	0,38	0,37
ρ	0,74	0,72	0,83	0,83	0,83

Таблица 51

Парные коэффициенты корреляции между тепло- и температуропроводностью и общей и эффективной пористостью андезито-базальтов Айюцдзора

Параметры	λ	α
m_0	-0,40	-0,30
m_3	-0,36	-0,25
ρ	0,40	0,31
V_p	0,36	0,22
V_s	0,29	0,16

риации достигают 27,7% для теплопроводности и 13,7% для температуропроводности.

Наибольшими средними значениями тепло- и температуропроводности характеризуются андезито-базальты Гюллидусского вулкана, андезиты Варденисского покрова и андезито-базальты Сарцалинского покрова. Наименьшими - андезито-базальты первой фазы вулкана Далик.

Как видно из рис. 54, характер изменения теплопроводности находится в хорошем согласии с характером изменения общей пористости. Причем кривая общей пористости является почти зеркальным отображением кривой теплопроводности. Однако наблюдаются и некоторые особенности. Корреляционный анализ показал (табл. 51), что значения парных коэффициен-

тов корреляции между тепло- и температуропроводностью, общей и эффективной пористостью андезитов-базальтов невысокие. Это свидетельствует о существенной роли и других факторов. Так, андезиты Гндевазского вулкана, характеризующиеся более высокими средними значениями общей пористости, довольно близки по значениям тепло- и температуропроводности к андезито-базальтам Гюллидузского вулкана и андезито-базальтам Сарцалинского покрова. Это объясняется более высокой степенью раскристаллизации андезитов Гндевазского вулкана, повышенным содержанием рудных минералов, зерна которых образуют довольно крупные скопления в породе.

Аналогичные различия наблюдаются и при сравнении тепло- и температуропроводности хорошо раскристаллизованных лав андезито-базальтового состава вулкана Сибатасар, характеризующихся более высокими средними значениями общей и эффективной пористости, и андезито-базальтов вулкана Жилли-гель.

Наблюдается, хотя и слабо выраженное, снижение средних значений тепло- и температуропроводности вверх по разрезу.

Теплоемкость изученных пород имеет довольно широкие пределы колебания, но по средним значениям каких-либо четких тенденций не обнаруживается.

Магнитные свойства

Магнитные свойства вулканитов Айондзора отличаются (табл. 52) значительным разнообразием. Так, средние значения χ и I_s варьируют, соответственно, от $0,38 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС и $0,42 \frac{\text{гс} \cdot \text{см}^3}{2}$ (лавы 1 фазы вулкана Далик) до $6,8 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС и $3,2 \text{ гс} \cdot \text{см}^3$ (андезито-базальты Гюллидузского вулкана). Для эффузивов раннего и среднего антропогена намечается определенная цикличность изменения индуктивных характеристик — значения этих параметров минимальны для пироксенсодержащих лав и максимальны для оливиновых андезито-базальтов. Для вулканитов III этапа указанная закономерность нарушается относительно низкими значениями χ ; I_s лав Далика.

По значениям параметров, зависящих в значительной мере от магнитной жесткости горной породы и ее магнитной предыстории, оливиновые андезито-базальты этого вулкана также очень сильно отличаются от остальных вулканитов райо-

на. Лавы Далика обладают высокими величинами естественной остаточной намагниченности. Этот факт, усиленный относительно низкими значениями α большинства образцов, приводит к очень высоким значениям фактора Q_m (табл. 52). Параметры магнитной жесткости (α, β) для описываемых пород также высоки по сравнению с более древними лавами района. Наиболее "магнитомягкими" являются самые магнитные оливиновые андезито-базальты I и II этапа вулканизма, что выражается в очень низких значениях α, α, β, Q .

Подавляющее большинство образцов более древних эффузивов в естественном состоянии характеризуется однофазными (типа Q по Неелю) термомагнитными кривыми с точкой Кюри более 400°C . Зависимость же I_s от температуры для андезито-базальтов Далика описывается графиками, близкими к прямой и отражающими наличие в породе спектра ферромагнитных фаз с различными, в том числе и низкими, точками Кюри.

Сравнивая магнитные параметры эффузивов Айодзора с их вещественным составом, можно отметить следующее. Оливиновые андезито-базальты Сарцалинского покрова и Гюлли-дузского вулкана содержат наибольшее среди вулканитов района количество железа. Это качественно согласуется с максимальными значениями индуктивных магнитных параметров этих разностей. Вместе с тем, необходимо отметить специфику упомянутых оливиновых лав, заключающуюся в высоком отношении $\frac{\alpha}{Fe_x}, \frac{I_s}{Fe_x} (Fe_x = Fe_2O_3 + 1,1FeO)$ по сравнению с базальтами других районов Армении. Не исключено, что причины, определяющие именно эту особенность, привели к образованию весьма своеобразных скоплений рудного минерала в андезито-базальтах Сарцалинского покрова.

В целом изученные лавы коллекции характеризуются высокой окисленностью железа ($K = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + 1,1FeO} \geq 0,5$). Исключение составляют лавы вулкана Далик, коэффициент окисления железа (K) в которых гораздо меньше ($K \approx 0,2 + 0,3$). Эти факты хорошо согласуются с результатами минераграфических исследований, показавшими, что современный облик титаномагнетитов большинства описываемых образований в значительной степени определен влиянием процессов интенсивного высокотемпературного окисления.

Ферромагнитные минералы в изученных породах образуют зерна четырех генераций.

1 генерация представлена зернами – вкрапленниками размером 0,1–0,2 мм, иногда (андезито-базальты Джермукского кратера и Сарцалинского покрова) до 0,5–1,2 мм.

II генерация – рудный минерал, входящий в состав основной массы и образующий зерна размером около 0,01–0,02 мм.

III генерация представлена мелкими (~ 0,01 мм) зернами, образующимися при разрушении темноцветных минералов.

К 1У генерации нами отнесены субмикроскопические (менее 0,004 мм) рудные зернышки, скопления которых чаще всего ориентированы в соответствии с границами породообразующих минералов. Зерна последней генерации кристаллизовались, вероятно всего, одними из последних, возможно, при девитрификации стекла. Очень распространенными являются гидроокислы, развивающиеся вокруг зерен титаномагнетита в виде кайм или заполняющие равномерно горную породу. В последнем случае иногда удается установить, что гидроокислы замещают рудные минералы 1У генерации (некоторые образцы лав Далика).

Титаномагнетит I и II генерации присутствует практически во всех изученных образованиях. Для большинства лав нижнего и среднего антропогена типичны все отличительные признаки высокотемпературного окисления титаномагнетитов. Для них индекс Уоткинса и Хаггерти в большинстве случаев не ниже III–1У. Псевдоморфозы рудного минерала (III генерация) не зарегистрированы только в оливиновых базальтах. Что же касается рудного минерала 1У генерации, то он присутствует в эффузивах конуса Жилли-гель, вулкана Сибата-сар и особенно характерен для лав вулкана Далик. В последних мельчайшие зерна рудного доминируют над титаномагнетитом I и II генерации. В пределах разрешающей способности минераграфического микроскопа зерна рудного минерала III и 1У генерации гомогенны.

Следовательно, высокая магнитная жесткость, низкие значения индуктивных параметров, особенности термомагнитной характеристики, т.е. все признаки, отчетливо выделяющие лавы вулкана Далик среди остальных исследованных эффузивов Айондзора, находят свое объяснение в специфическом облике их ферромагнитного компонента. В отличие от других вулканитов района, магнитные свойства которых определяются относительно крупнозернистыми, подверженными высокотемпературному окислению титаномагнетитами, ферромагнети-

Магнитные свойства вулканических пород Айоддзора

Таблица 52

Выборка	Магнитные параметры и особенности их распределения															Результаты термомагнитного анализа			
	χ (10^{-3} ед СГС)			I_n (10^{-3} ед СГС)			Q_m (ед)			I_s ($\frac{\text{Г} \cdot \text{с} \cdot \text{см}^2}{\text{г}}$)			$\beta = \frac{I_{T_2}}{I_s}$ (ед)			Породы в естественном состоянии		Образцов, отожженных в нейтральной атмосфере	
	$\bar{\chi}$	M_o	V	$\bar{\chi}$	M_o	V	$\bar{\chi}$	M_o	V	$\bar{\chi}$	M_o	V	$\bar{\chi}$	M_o	V				
																θ_k (°C)	δ_m (ед)	θ_k (°C)	δ_m (ед)
1	2,2	2,8	35	3,4	2,2	62	3,6	2,8	55	Вулканы раннего антропогена			0,1	0,1	27	575	0,97	-	-
2	2,1	2,0	29	5,1	3,6	54	6,1	3,2	61	1,9	1,9	9	0,11	0,08	45	525	0,96	-	-
3	1,8	1,2	43	3,2	1,6	151	3,3	1,9	107	1,7	2,0	31	0,08	0,07	39	450	0,90	-	-
4	1,9	1,0	48	4,9	4,1	67	5,8	3,8	97	1,7	1,6	24	0,10	0,10	51	550	1,0	340	1,0
5	5,5	5,1	12	2,4	1,8	57	1,0	0,8	48	2,6	2,6	18	-	-	-	410	0,98	-	-
6	3,1	2,7	16	3,1	2,1	67	2,2	1,7	80	Вулканы среднего антропогена			0,21	0,21	86	300	1,11	300	1,0
7	0,84	0,62	84	4,5	2,6	111	22,6	7,0	114	1,6	1,5	16	0,15	0,06	71	530	0,88	-	-
8	6,8	6,9	13	2,7	1,6	43	1,0	0,5	45	0,58	0,16	105	0,06	0,06	60	510	0,97	300	1,05
9	2,7	3,0	15	3,8	4,6	29	3,2	3,7	29	3,2	3,3	18	0,06	0,06	60	510	0,97	300	1,05
10	0,38	0,24	41	15,0	14,0	36	109	141	52	Вулканы позднего антропогена			0,1	0,1	20	470	1,0	410	1,0
11	0,66	0,55	29	10,5	11,0	64	44	26	92	1,6	1,6	9	0,33	0,41	31	200 + 600	1,09	200	0,96
12	1,3	1,4	11	23	7; 13 ^x	184	56	9; 26 ^x	144	0,42	0,40	29	0,25	0,22	22	200 + 520	1,02	200	1,02
										0,66	0,49	32	-	-	-	200 + 500	1,0	200	1,0
										0,9	1,0	29	-	-	-				

Примечание: принятые обозначения соответствуют табл. 49. Выборки: 1 андезиты Варденисского покрова; 2 - андезито-базальты конуса Жиллигель; 3 - андезитобазальты средней части потока того же вулкана; 4 - андезито-базальты оконечной части того же вулкана; 5 - андезито-базальты Сарцалинского покрова; 6 - андезито-базальты Джермукского кратера; 7 - андезиты Гндевазского вулкана; 8 - андезито-базальты Голлидузского вулкана; 9 - андезиты вулкана Сибатасар; 10 - 12 - андезито-базальты вулкана Далик (соответственно, первой, второй эруптивных фаз и паразитного кратера).

ки в лавах Далика, в основном, представлены близкими к однокристалльным и, вероятно, в значительной части гомогенными зернами.

Исходя из вышеизложенного, магнитные параметры большинства эффузивов района не могут быть использованы для суждения о составе титаномагнетитов этих пород. Наблюдаемое интенсивное окисление титаномагнетитов в большинстве случаев привело к существенному нарушению первичного баланса вещества в пределах зерна (о чем свидетельствуют каймы гидроокислов вокруг рудного минерала). Последнее обстоятельство значительно усложняет и задачу реставрации первичного облика титаномагнетитов. В связи с этим для целого ряда пород опыты по гомогенизации не дали эффекта вообще, а для других позволили получить значения θ_k которые следует рассматривать как ориентировочные. Если, однако, использовать их для грубой оценки термодинамической обстановки в очаге, можно прийти к выводу, что глубина расположения магмопитающего источника составила для большинства исследованных образований раннего и среднего антропогена около 35 км и достигла наименьшего значения при извержении вулкана Смбатасар (20 км). Однако лавы вулкана Далик по этим данным изливались из более глубинного источника (~ 50 км).

ВЕРХНЕПЛИОЦЕН – ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ЛИПАРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Породы липаритовой формации распространены по всей складчатой зоне Армении и слагают специфические вулканические формы, известные под названием липаритовых куполовидных вулканов (42, 43, 44). Схема размещения этих вулканов приведена на рис. 55. Работами С. Г. Карапетяна (42, 44) доказан верхнеплиоцен–нижнечетвертичный возраст этих образований. Возникновение липаритовых вулканов им связывается с позднеплиоценовой вспышкой тектонической активности позднеорогенной стадии развития складчатой зоны Армении. Эта тектоническая фаза, характерная для всей рассматриваемой территории, способствовала ее расчленению на ряд относительно самостоятельных блоковых структур (Арагацкая, Гегамская, Сюникская и др.), но не сопровождалась самостоятельными мощными расколами сквозного типа. Последнее обусловило аккумуляцию магматического материала по отдельным ослабленным зонам земной коры, главным образом, в пределах верхних структурных ярусов. В данной тектонической обстановке в разных частях Складчатой зоны Армении, более или менее синхронно, в близких условиях, возник ряд небольших самостоятельных очагов кислой магмы.

С. Г. Карапетян (43), детально исследовавший эти образования, выделяет четыре группы вулканических центров: Арагацкую, Раздано–Гегамскую, Варденисскую и Сюникскую. При всей пестроте структурных разновидностей и под формации сколько–нибудь значительных критериев различия образований этих групп нет, и генетически, морфологически, а в значитель-

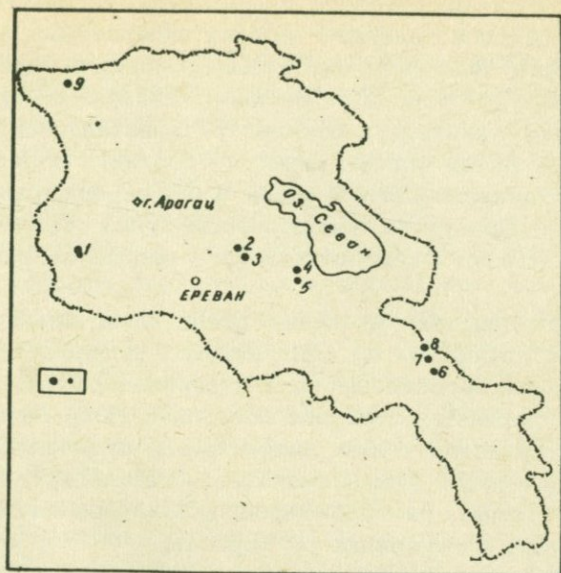


Рис. 55. Схема размещения новейших липаритовых вулканов Армянской ССР (по С. Г. Карапетяну). Вулканы: 1 - Мец и Покр Артени; 2 - Гутансар; 3 - Атис, 4 - Спитакасар; 5 - Гехасар; 6 - Базенк; 7 - Мец Сатанакар; 8 - Покр Сатанакар; 9 - липариты и обсидианы района с. Ени-ел.

ной мере и петрографически все четыре группы весьма близки.

Это определило выбор объектов исследования пород рассматриваемой формации. В качестве таковых были взяты два достаточно удаленных друг от друга и различных по своему характеру вулкана. Первый из них, вулкан Артени, располагается на юго-западной окраине Арагацского массива, в 5-7 км к юго-западу от гор. Талин. Морфологически он складывается из двух слившихся куполов - Мец и Покр Артени. Постройка вулкана образовалась в результате многоактного выжимания вязкой магмы, в результате чего возникли многочисленные и разнообразные морфологические формы: лавовые и перлитовые (агломератовые) потоки, дайкообразные тела и т. д. В основании постройки залегает толща пирокластов

преимущественно перлитового и пемзового характера. Наибольшую часть разреза занимают потоки липаритовых лав, среди которых можно выделить, по меньшей мере, продукты трех фаз – "нижние", "средние", "верхние" липариты. Различаясь несколько по структуре и степени раскристаллизации, продукты всех этих актов очень близки по составу. И лишь в конечную стадию деятельности вулкана в северо-восточной части его массива образуется обособленный купол Тапакблур, сложенный несколько более основными – липарито-дацитовыми породами.

Для характеристики вулкана Артени нами опробовались:

- 1) "верхние" липариты из центрального купола Мец Артени;
- 2) усредненная сборная выборка липаритов разреза вулкана Артени;
- 3) перлиты основания постройки Покр Артени.

Вторым представителем липаритовых куполовидных вулканов является вулкан Мец Сатанакар – самый крупный вулкан Сюникской группы, расположенный в западной части Карабахского нагорья, в верховьях р. Воротан.

Как и все липаритовые куполовидные вулканы, Мец Сатанакар возник в результате нескольких актов вулканической деятельности. Наиболее ранними продуктами являются агломератовые потоки перлито-пемзовых пород, слагающие основание постройки и обнажающиеся в нижней части западных склонов конуса. Второй акт деятельности вулкана характеризуется выжиманием обсидианов, которые образовали небольшие по мощности (не более 35 м) короткие потоки и, в конечном счете, закупорили жерло. Третий акт начался взрывными выбросами пирокластики, вслед за которыми произошли излияния липаритовых лав. Последние дали ряд маломощных потоков довольно неоднородных по структуре липаритов, повсеместно в большей или меньшей степени гидратизированных. Четвертый (заключительный) акт также характеризовался высокой газонасыщенностью и фиксируется перлитовыми и пемзовыми образованиями. Выделения газов происходили и позже, что привело к более или менее значительной переработке (гидратация, вспучивание, пневматолитовое минералообразование) ранее извергнутого материала. Протекавшие весьма неравномерно в различных участках рассматриваемого вулканического массива, эти процессы еще более усложнили и без того пеструю картину распространения разностей пород.

Вулкан Мец Сатанакар охарактеризован следующими выборами: 1) перлиты агломератового потока первого акта деятельности; 2) обсидианы второго акта деятельности; 3) липариты третьего акта деятельности. Перлиты отбирались в коренных обнажениях у юго-западного подножья вулкана, обсидианы - в 1 км к югу от вершины вулкана, на крутом склоне, где они образуют мощный слой (свыше 30 м) и перекрываются слоем перлитов мощностью около 5 м, на которые налегают липариты третьего акта извержения. Отобранные обсидианы характеризуются черным цветом и плотным сложением. Они несколько трещиноваты, но весьма однородны. Липариты третьего акта извержений занимают всю вершинную часть массива Сатанакар, где образуют многочисленные мелкие коренные выходы и обширные элювиальные развалы. Это белые или светло-серые породы с сильно варьирующей пористостью. Как правило, они мелкопористы и достаточно однородны. Реже отмечаются более грубопористые разности, в которых появляются ясно выраженная флюидальность, сфероидальные обособления и литофизы. Для всех разностей липаритов характерна плитчатая и черепитчатая отдельность, круто падающая к центру конуса. По мере удаления от прижерловой части трещины отдельности выполаживаются, но направления их падений остаются прежними. Описываемый поток, видимо, излился из центрального жерла. Отобранные породы наименее изменены постмагматическими процессами. Ниже по склону степень их измененности явно возрастает, и они переходят в более гидратизированные и перлитовые разности.

В пределах Западной вулканической зоны Армении (северное обрамление Гукасянского плато) нами исследовались липариты и обсидианы района с. Ени-ел. Эти породы, открывая вулканогенную часть плиоценового комплекса этого района, пользуются здесь очень ограниченным распространением. В целом и по времени формирования, и по составу они близки к образованиям липаритовых куполовидных вулканов. Центры извержений этих пород не известны и, вероятно, бронированы излияниями более молодых лав лори-ахурянской толщи.

1. Петрогеохимическая характеристика пород

Петрографически для всех опробованных пород характерны более или менее ярко проявленные флюидальные текстуры

и стекловатые структуры. При этом если в низах разреза, особенно в перлитах Сатанакара, нередко наблюдаются олигофиновые структуры, то вверх по разрезу содержание вкрапленников уменьшается, а в обсидианах они практически полностью отсутствуют. В перлитах четко проявлена перлитовая отдельность. В обсидианах, в витрофировой основной массе наблюдаются мелкие радиально-лучистые кварц-полевошпатовые агрегаты, в липаритах довольно часты кварц-полевошпатовые сферолиты, вплоть до образования сферолитовых структур. Цвет липаритов и перлитов светло-серый, иногда желтоватый, обсидианов — смоляно-черный.

Стекло основной массы всех исследованных пород обычно бесцветное или слегка буроватое. Процессы девитрификации проявлены в общем слабо. Количество кристаллов в перлитах вообще незначительно. Несколько больше их в обсидианах и больше всего в липаритах. Ввиду флюидальной структуры микролиты всех рассматриваемых пород имеют послойное расположение.

Во всех рассматриваемых породах встречается в общем одинаковая ассоциация минералов-вкрапленников, но в разных количественных соотношениях: плагиоклаз, кварц, реже санидин, анортит, биотит (табл. 53).

Выделения плагиоклаза в перлитах представлены неправильными и таблитчатыми зернами размером от 0,5— до 1,2 мм. Отмечается их слабая зональность с номерами в центре около 30-го и снижением их основности к периферии до №27-28. Редкие плагиоклазовые выделения обсидианов не превышают 0,1 мм в поперечнике и по составу отвечают олигоклазу (№ 20-24). В липаритах выделения плагиоклаза часто настолько незначительны, что становятся неопределимыми.

Выделений других минералов в обсидианах и липаритах также не отмечается. В перлитах, напротив, встречаются фенокристаллы ортоклаза, кварца и биотита. Однако это относится, главным образом, к перлитам Сатанакара. В перлитах же вулкана Артени, как и в остальных описываемых породах, порфиновые выделения практически отсутствуют. Калиевый полевошпат сконцентрирован, главным образом, в основной массе пород. В перлитах Сатанакара ортоклаз представлен изометричными и широко таблитчатыми формами, обычно не сдвоенными и достигающими в поперечнике 1,5 мм. Несколько мельче (0,5-1,0 мм) здесь размеры зерен кварца; формы их округлые, нередко несколько трещиноватые. Еще мельче

(до 0,5 мм) зерна биотита, образующего листочки и чешуйки, интенсивно плеохроирующие в зеленовато-коричневых тонах.

Акцессорные минералы, по данным С. Г. Карапетяна (42), кроме обычных — магнетита, гематита, мартита, ильменита, пирита, представлены самородными оловом, свинцом, молибденом, золотом, а также галенитом, ортитом, монацитом, турмалином и др.

Опробованные выходы вулканитов кечутской области располагаются непосредственно за северной окраиной с. Ени-ел, у правого борта р. Ениелджур, где образуют горизонтальный пласт видимой мощностью около 10 м. В пласте липаритов залегают линзы полосчатых, обычно черно-бурых обсидианов. Будучи чрезвычайно близкими по составу, липариты и обсидианы различаются между собой, главным образом, степенью раскристаллизации породы и окраской (для липаритов характерны светлые тона, а для обсидианов — черные и бурые). Текстура пород флюидальная за счет чередования тонких полос материала разной степени раскристаллизации и окисленности. Структура — афировая криптокристаллическая у липаритов и витрофировая у обсидианов, часты также кристаллитовые структуры с высокой насыщенностью массы трихитами, белонитами, спикулитами. Нередко наблюдаются более или менее оформившиеся микролиты кислого плагиоклаза. Повсеместно отмечается рудная пыль, неравномерно распределенная в массе породы. И липариты и обсидианы имеют плотное сложение и незначительную пористость. Изредка наблюдаемые поры имеют размеры около 1 мм, линзовидную форму и ориентированы согласно или под небольшим углом к флюидалности.

Петрохимически все вулканиты Ени-ел и куполовидных вулканов Артени и Сатанакар довольно однородны. Для них характерно почти равное соотношение N_2O и K_2O низкие содержания извести и магнезии. В соответствии с показателем Ритмана (2,22–2,57), они относятся к тихоокеанскому среднему известково-щелочному типу. При этом значения индексов Ритмана и Куно не обнаруживают вариаций, связанных с изменением SiO_2 . По значению si отчетливо обособляются лишь липариты и обсидианы Ени-ел (за счет относительного повышения MgO , табл. 54, 55).

Коэффициент Стейнера ($alkal$) колеблется в очень узких пределах, причем большие его значения характерны для пород Ени-ел (23,1–23,3), против 20,94–21,81 для липаритов

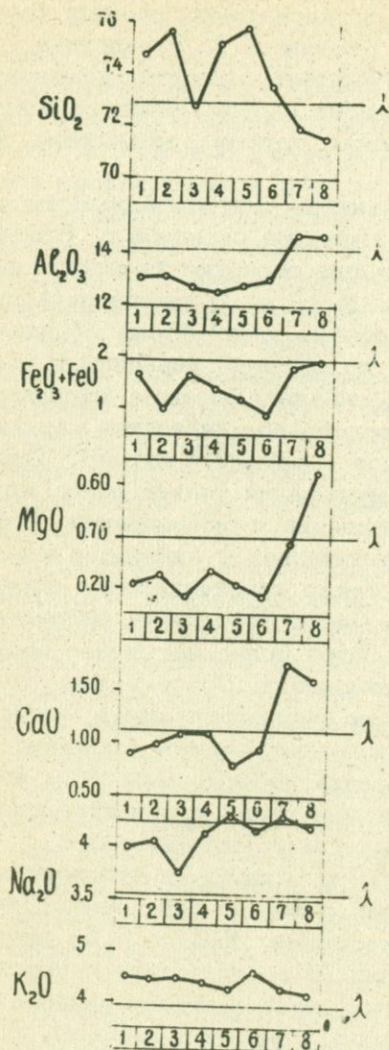


Рис. 56. Диаграмма сопоставления химических составов верхнеплиоцен-четвертичных липаритовых лав Армении со средним составом липарита по Р. Дели. Вулкан Артени: 1 - "верхние" липариты из центрального купола Мец Артени; 2 - сборная проба липаритов; 3 - перлиты основания постройки Покр Артени. Вулкан Сатанакар: 4 - липариты третьей эруптивной фазы; 5 - обсидианы второй фазы; 6 - перлиты агломератового потока первой фазы. Ени-ел: 7 - липариты; 8 - обсидианы.

и обсидианов куполовидных вулканов Артени и Сатанакара.

Все рассмотренные липариты, обсидианы и перлиты куполовидных вулканов отличаются от среднего состава липарита по Р. Дели несколько повышенным содержанием кремнекислоты и щелочей (рис. 56), т. е. в целом несколько более лейкократо-

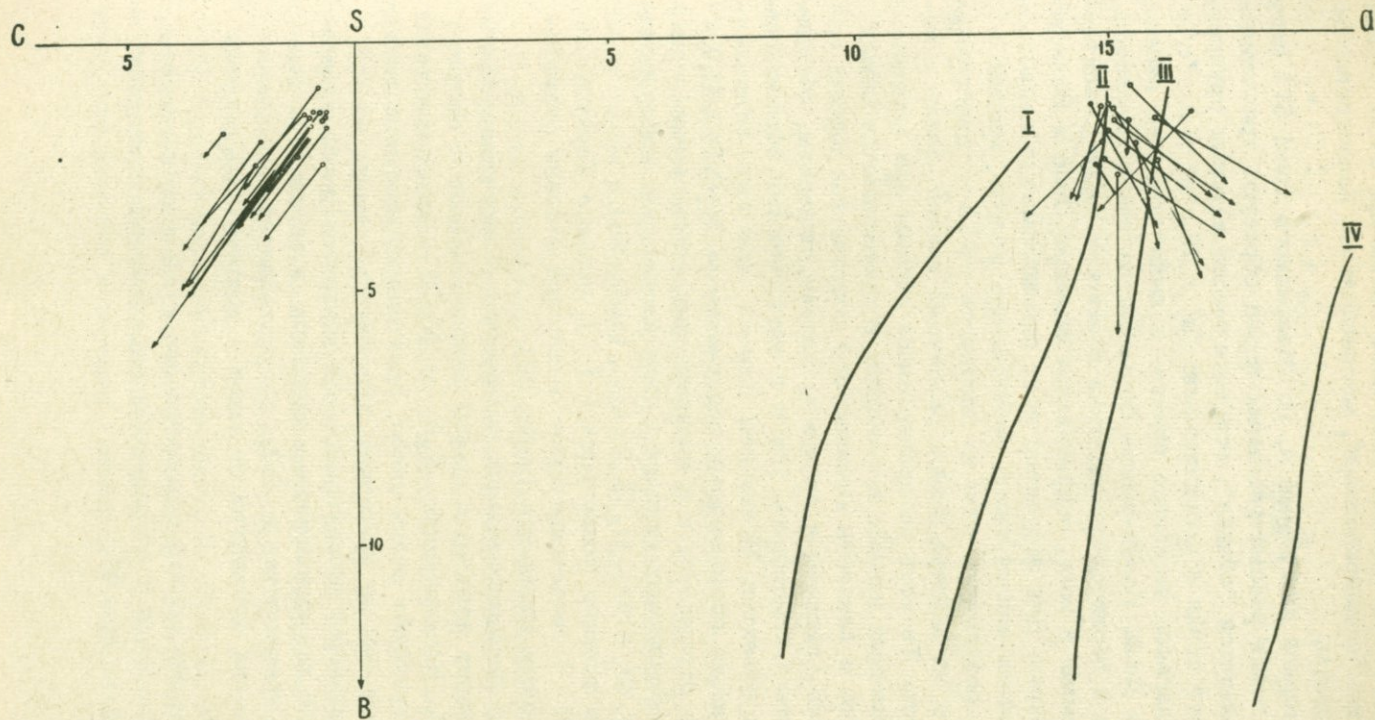


Рис. 57. Векторная диаграмма А. Н. Заварицкого для липаритовых лав.

вы. Липариты и обсидианы кечутской свиты при этом относительно более "меланократовы", магнезиальны, известковисты и глиноземисты.

На векторной диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 57) фигуративные точки рассматриваемых пород образуют три взаимно перекрывающихся "облака", основная масса которых группируется вокруг точки с координатами: "а" = 15, "в" = 2, "с" = 0,8, располагаясь несколько правее и выше среднего липарита состава Дели. Подавляющее большинство точек липаритов, обсидианов и перлитов попадает на плоскости ASB векторной диаграммы в поле, ограниченное линиями Пеле и Йеллоустонского парка. Для эффузивов всех описываемых объектов характерно очень непостоянное соотношение железа, магния и кальция, в результате чего на плоскости ASB диаграммы Заварицкого их вектора имеют различный наклон, длину и направленность. То есть по приведенным данным для верхнеплиоцен-четвертичных кислых вулканитов устанавливается общая однородность и близость химического состава как внутри одного объекта (перлиты и липариты Артени, липариты, обсидианы, перлиты Сатанакара), так и с аналогичными образованиями других объектов. Вулканиты Ени-ел при этом отличаются относительно повышенными содержаниями MgO , CaO , Al_2O_3 и TiO_2 , что отражается и в индикаторных соотношениях основных породообразующих окислов и петрохимических характеристиках: ag , ω , $alkal$, si , CI , DI (табл. 55).

Значения функции Ноккольдса (f), индекса Торнтона и Таттла (DI) свидетельствуют о высокой степени отдифференцированности расплавов (табл. 55).

Для всех рассматриваемых вулканитов обнаруживается линейное убывание извести и суммы окислов железа с возрастанием SiO_2 . Концентрации K_2O и Na_2O и их соотношения при этом варьируют очень слабо, практически сохраняя постоянство, тогда как по глинозему и магнезии обнаруживается разрыв, повышение концентраций для липаритов и обсидианов Ени-ел. Для лав куполовидных вулканов корреляция содержаний этих компонентов и SiO_2 не проявляется. Закономерность изменения железистости пород с ростом SiO_2 также не отмечена.

Спектральный состав элементов-примесей и их количественные соотношения в исследуемых образованиях приведены в табл. 56 и на рис. 58.

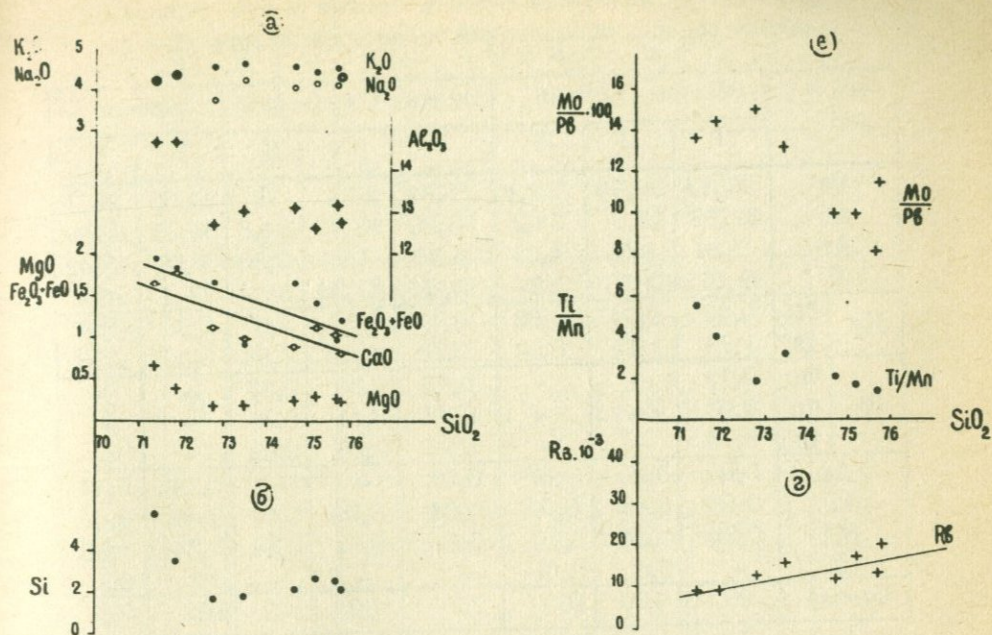


Рис. 58. Диаграммы поведения породообразующих окислов (а), индекса затвердевания Куно si (б), некоторых соотношений (в) и содержаний (г) элементов-примесей в зависимости от роста кислотности липаритовых лав.

В общем количество микропримесей в рассматриваемых образованиях низкое. Коэффициенты накопления элементов групп F и C относительно кларка (по А. П. Виноградову) в них ниже нормативного, а редких (Mo, U) — близки или превышают кларковые.

Как видно из табл. 56, по количеству примесей продукты извержения одного вулкана аналогичны, но несколько разнятся для куполов Артени и Сатанакар. В вулканитах последнего относительно выше содержание редких (Mo) и цветных (Pb) микроэлементов.

По содержаниям элементов-примесей перлиты, открывающие разрез вулкана Артени, и "верхние" липариты, как уже отмечалось, мало отличаются. Однако по средним концентрациям улавливается некоторая тенденция к увеличению содер-

Таблица 53

Нормативный минералогический состав (об.%) плиоцен-четвертичных образований липаритовой формации

Минерал	Вулкан Артени			Вулкан Сатанасар			Ени-ел	
	1	2	3	4	5	6	7	8
Or	27,13	26,39	26,1	27,81	25,1	26	24,65	25,3
Ab	32,58	33,5	34,2	36,00	36,45	34,8	35,34	36,44
An	5,14	3,66	4,67	3,40	3,04	3,33	7,56	8,42
Q	32,07	32,76	33	30,06	32,24	31,2	27,4	26,4
Hy	en	0,43	0,54	0,62	0,43	0,54	0,67	1,63
	fs	1,73	1,12	0,54	0,28	1,29	1,54	0,94
Di	wo	0,12	-	-	0,58	0,36	0,86	-
	en	0,03	-	-	0,33	0,11	0,27	-
	fs	0,10	-	-	0,21	0,26	0,62	-
Ap	0,02	0,26	0,07	0,02	-	-	0,14	0,14
Il	0,06	0,13	0,09	0,04	0,09	0,17	0,49	0,42
Mt	0,79	1,04	0,70	0,82	0,52	0,54	1,24	1,58
C	-	0,6	0,02	-	-	-	0,6	0,2
Сумма	100,00	100	100	100	100	100	100	100

Примечание: 1 - перлиты основания постройки Покр Артени, 2 - "верхние" липариты из центрального купола Мец Артени, 3 - сборная проба липаритов. Вулкан Сатанасар: 4 - перлиты агломератового потока первой фазы; 5 - обсидианы второй эруптивной фазы; 6 - липариты третьей фазы; Ени-ел: 7 - обсидианы; 8 - липариты.

жаний титана, марганца, хрома, никеля в верхних липаритах по сравнению с перлитами основания, сопровождаемая и значимым возрастанием дисперсий содержаний. Эти отличия в значительной степени нивелируются при рассмотрении усредненной выборки липаритов, объединяющей средние и верхние липариты и очень близкой к перлитам, как по содержаниям, так и по вариациям содержаний фемических элементов. Для редких элементов - ниобия, циркония, урана и цветных - свинца, цинка характер поведения аналогичен вышерассмотренному. Содержания молибдена и бериллия слабо снижаются при переходе от перлитов к липаритам.

Таблица 54

Средний химический состав плиоцен-четвертичных образований липаритовой
формации

Окислы, вес. %	Вулкан Артени			Вулкан Сатанакар			Ени-ел		Липа- рит (по Дели)	Средний липарит СССР (Со- ловьев, 1964)
	1	2	3	4	5	6	7	8		
SiO ₂	72,77	74,70	75,71	73,47	75,84	75,18	71,42	71,91	72,90	72,97
TiO ₂	0,03	0,06	0,05	0,02	0,05	0,09	0,26	0,22	0,48	0,20
Al ₂ O ₃	12,73	13,12	13,16	13,02	12,78	12,64	14,66	14,73	14,18	13,00
Fe ₂ O ₃	0,53	0,72	0,48	0,56	0,36	0,37	0,86	1,09	1,65	1,24
FeO	1,12	0,92	0,50	0,36	0,84	1,03	1,08	0,72	0,31	0,92
MnO	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,07	0,05	0,13	0,07
MgO	0,17	0,22	0,25	0,17	0,22	0,27	0,66	0,38	0,40	0,43
CaO	1,08	0,88	0,98	0,96	0,79	1,09	1,62	1,78	1,13	1,26
Na ₂ O	3,73	4,00	4,06	4,17	4,33	4,13	4,23	4,32	3,54	3,42
K ₂ O	4,48	4,52	4,46	4,62	4,28	4,42	4,23	4,30	3,94	4,15
P ₂ O ₅	0,01	0,11	0,03	0,01	0,00	0,00	0,06	0,06	0,01	0,06
H ₂ O	0,35	0,25	0,23	0,07	0,10	0,10	0,09	0,34	1,33	1,29
п. п. п.	3,07	0,25	0,34	2,63	0,32	0,27	0,81	0,25		
Сумма	100,14	99,82	100,31	100,12	99,98	99,65	100,05	100,15		

Примечание: нумерация выборок та же, что и в табл. 53.

Таблица 55

Петрохимические характеристики липаритов

Параметры	Вулкан Артени			Вулкан Сатанакар			Еши-ел	
	1	2	3	4	5	6	7	8
$[\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}]$	1,65	1,64	0,98	0,92	1,20	1,40	1,94	1,81
$\frac{100(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$	90,6	88,2	80	84	84,5	84	75	82
$K.O = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$	0,32	0,44	0,49	0,61	0,30	0,26	0,44	0,60
$\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}}$	0,15	0,24	0,50	0,47	0,26	0,26	0,61	0,53
$\frac{100 \cdot \text{TiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$	1,8	3,6	5,1	2,2	4,2	6,4	13,4	12,1
$[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$	8,21	8,52	8,52	8,79	8,61	8,55	8,46	8,62
$ag = \frac{100 \cdot (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	64,5	64,9	64,7	67,5	67,4	67,8	58	58,5
$\omega = \frac{100 \text{ MgO}}{\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$	1,8	2,3	2,6	1,7	2,3	2,8	6,5	3,6
$alkal = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{20,94}$	20,94	21,64	21,68	21,81	21,39	21,19	23,12	23,35
$\sigma = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2}{\text{SiO}_2 - 43}$	2,26	2,69	2,22	2,53	2,26	2,27	2,52	2,57
$si = \frac{100 \text{ Mg}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$	1,69	2,12	2,56	1,72	2,19	2,64	5,97	3,52
$f = \left[\left(\frac{1}{3} \text{Si} + \text{K} \right) - (\text{Ca} + \text{Mg}) \right]$	27,49	28,32	28,47	27,98	28,57	28,12	25,76	26,11
$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$	0,17	0,18	0,17	0,18	0,17	0,17	0,25	0,25
$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$	1,20	1,13	1,10	1,11	0,99	1,07	1,00	1,00
$DI = \Sigma(Q + Or + Ab)$, вес. %	91,58	92,65	93,3	93,86	93,79	92	87,34	88,14

Примечание: нумерация выборок та же, что и в табл. 53.

Содержания калия и натрия, как следует из табл. 56 и рис. 58, в вулканитах Артени близки к кларковым для кислых пород (по Виноградову), причем калий в породах слабо преобладает над натрием. В верхних липаритах по сравнению с перлитами концентрации калия, натрия повышаются. Изменение содержания рубидия происходит синхронно калию, но все же в

Таблица 56

Параметры распределения содержаний элементов-примесей в липаритах

Объект	Выбор-ка	Группа F					Группа R					Группа C		Группа A			
		Ti	Cr	Mn	Ni	V	Nb	Mo	Zr	Be	U	Pb	Zn	K	Na	Li	Rb
Вулкан Артени	1	5 3	3,0 5,7	26,5 17	0,3 8	-	1,1 12	11,2 20	-	2,7	3,2 18,7	7,4 12,7	1,2 7	3,34 4,7	2,54 5,1	33,4 12,5	11,6 3,4
	2	5,5 14	3,65 17	35,0 25	2,0 16	-	1,4 17	8,2 32	-	2	4,6 15	8,2 23	2,2 9,2	3,63 4,4	2,84 4,5	11,4 17,5	11,6 6,9
	3	5 3	2,7 5	26,1 11	0,2 9	-	1,2 7	5,6 27	-	2,2	4,1 17	6,9 16	1,3 6	3,69 1,3	2,94 3,4	8,2 15,6	13,0 5,3
Вулкан Сата- накар	4	5,98 15	1	18,25 27	-	-	1,39 20	16,7 36	1,2	4	1,4 25,7	12,62 23	1,48 21	3,21 5,3	2,41 3,4	3,59 15,3	15,5 9,4
	5	1,2 12	1	27,82 24	-	-	1,80 15	11,85 30	1	4	3,4 32,5	10,32 28	1,19 16	3,23 4,3	2,87 2,1	57,5 9,3	20,1 4,8
	6	6,1 12	1	36,1 30	-	-	2,1 27	12,3 48	1,5	4	6,9 41	12,7 34	1,6 24,5	2,56 6,2	2,63 5,0	11,0 29	16,8 11,2
Ени- ел	7	13,5 87	1	24,3 96	-	-	1,19 15	12,7 51	1,25 27	2,17 15	1,4 50	9,5 24	2,01 95	3,06 2,09	2,82 3,9	8,7 13	8,9 6,7
	8	12,0 10	1	29,8 140	1,8 38	2,85 12	1,28 10	13,2 30	1,40 19	2,2 13	2,7 31	9,2 12	1,80 15	3,10 1,3	2,68 3,7	9,9 12	9,1 4,0
Кларк для кислых пород по А. П. Вино- градову		23	2,5	60	8	4	2	10	2	5,5	3,5	20	6	3,34	2,77	40	20

Примечание: Вулкан Артени: 1 - перлиты основания постройки Покр Артени; 2 - "верхние" липариты, отобранные из центрального купола Мец Артени; 3 - сборная проба липаритов; Мец Сатанакар: 4 - перлиты агломератового потока первой фазы; 5 - обсидианы второй фазы деятельности; 6 - липариты третьей фазы деятельности; Ени-ел : 7 - обсидиан; 8 - липарит. Содержания компонентов даны в вес. %: $Ti \cdot 10^{-2}$; $(Mn, V, Nb, Zr, Zn, Rb) \cdot 10^{-3}$; $(Cr, Ni, Pb, Li, U) \cdot 10^{-4}$; $Mo \cdot 10^{-5}$. Для каждого компонента в клетке даны: сверху - математическое ожидание, внизу - коэффициент вариации концентраций (%).

Таблица 57

Коэффициенты пропорциональности химических элементов

Параметры	Вулкан Артени			Вулкан Сатанакар			Ени-ел	
	1	2	3	4	5	6	7	8
Ti/Mn	1,9	2,1	1,4	3,27	0,43	1,69	5,5	4,0
Cr·10 ⁴ /Al ₂ O ₃	-	0,28	-	-	-	-	-	-
Mo·10/Pb	1,5	1,0	0,81	1,32	1,15	1,0	1,36	1,44
Nb·10 ³ /Ti	0,22	0,26	0,24	0,23	1,50	0,34	0,09	0,10
Mo·100/Cr	37	23	21	-	-	-	-	-
Zr·100/Ti	-	-	-	1,8	2,5	2,1	-	-
Zn·10/Mn	0,45	0,84	0,37	0,81	0,43	0,44	0,82	0,64
Pb/Zn	0,61	0,37	0,53	0,85	0,87	0,80	0,47	0,48
K/Na	1,31	1,28	1,26	1,33	1,12	0,97	1,08	1,12
K/Rb	2,88	3,13	2,84	212	161	152	343	334
Mg/Li	31	116	184	28	23	148	457	231

Примечание: нумерация выборок та же, что в табл. 56.

верхних липаритах фиксируется некоторое увеличение калий-рубиниевого отношения (314 против 289 для перлитов). По коэффициентам пропорциональности геохимически связанных пар элементов наблюдается увеличение "основности" продуктов излияний к верхам разреза, что подтверждается возрастанием отношений $\frac{Zn}{Mn}$ и уменьшением $\frac{Pb}{Zn}$, $\frac{Mo}{Cr}$ верхних липаритов по сравнению с перлитами. Относительно липаритов Ени-ел, при общем сходстве, липариты Артени и Мец Сатанакара характеризуются несколько более кислым составом: у них, в общем, беднее спектр микропримесей, полностью отсутствуют (в значимых концентрациях) ванадий, никель, кобальт, понижены содержания титана и марганца. Это хорошо прослеживается и по изменению коэффициентов пропорциональности элементов-спутников: так, для липаритов Артени отношения $\frac{Nb}{Ti}$, $\frac{Zn}{Mn}$ повышены из-за низкого содержания титана и марганца (табл. 57).

По разрезу вулкана Мец Сатанакар более отчетливо, чем для Артени, отмечается повышение "основности" продуктов извержения. Это проявляется в двукратном повышении содер-

жаний марганца, слабом повышении содержаний титана, хрома, ниобия, циркония, цинка. Средние же концентрации редких микропримесей – молибдена, лантана, бериллия обнаруживают тенденцию к уменьшению в последних порциях излияний (липаритовых). Обсидианы характеризуются наименьшими содержаниями титана, циркония, свинца, цинка (табл. 56) и самыми низкими оценками дисперсий содержаний большинства микроэлементов, т. е. являются достаточно однородными. Для липаритов (наиболее раскристаллизованных разновидностей пород) свойственна и большая неравномерность распределения примесей; их дисперсия, как видно из табл. 56, намного выше, чем для обсидианов и перлитов. Отмеченное ранее слабое повышение основности последовательных продуктов извержения Сатанакара прослеживается и по уменьшению содержаний калия и возрастанию натрия, а более отчетливо – по изменению $\frac{K}{Na}$ – отношения (1,33 – для перлитов, 1,12 – обсидианов, 0,97 – липаритов). Калий–рубидиевое соотношение в этом направлении также снижается (212, 161, 152, соответственно). Для урана же наблюдается довольно крутое возрастание концентраций по разрезу: $1,4 \cdot 10^{-4}\%$ – в перлитах, $3,4 \cdot 10^{-4}\%$ – в обсидианах и $6,9 \cdot 10^{-4}\%$ – в липаритах. Коэффициенты пропорциональности сопряженных элементов фиксируют, с одной стороны, некоторое общее повышение основности продуктов извержения Сатанакара ($\frac{Ti}{Mn}, \frac{Zn}{Mn}, \frac{Pb}{Zn}$), а с другой стороны, близость конечных продуктов – липаритов в рядах излияний обоих вулканов (по соотношениям $\frac{Mo}{Pb}, \frac{Nb}{Ti}, \frac{K}{Na}$).

В ряду последовательного возрастания кислотности плюцен-четвертичных кислых эффузивов содержания элементов-примесей не обнаруживают изменения, когерентного изменению SiO_2 или железистости. Слабое возрастание фиксируется только для Rb (что соответственно определяет и уменьшение $\frac{K}{Rb}$ – отношения), довольно отчетливое убывание значений $\frac{Rb}{Pb}$ и $\frac{Ti}{Mn}$.

Таким образом, по валовому химическому составу, соотношению главных петрохимических характеристик, составу и распределению микропримесей липариты, обсидианы и перлиты куполовидных вулканов Артени и Сатанакар в общем близки. Проведенное геохимическое сопоставление кислых лав куполовидных вулканов различных структурных подзон позво-

ляет установить одинаковую направленность поведения элементов-примесей в процессе их извержения и параллелизовать продукты отдельных циклов излияний. Липариты и обсидианы Ени-ел среди рассматриваемых пород наиболее титанисты, глиноземисты, магнезиальны, характеризуются более высоким $\frac{Mg}{Li}$ и $\frac{Ti}{Mn}$ отношением.

Вне зависимости от приуроченности описываемых образований к различным тектоническим структурам и связи их с различными вулканическими аппаратами все рассматриваемые породы обладают в целом очень близким петрографическим и химическим составом, что позволяет отнести их к единой липаритовой формации.

На диаграмме Н. Л. Боуэна и О. Ф. Таттла (рис. 59) фигуративные точки липаритов разных зон Армении располагаются вблизи минимума на котектических линиях кремнезем - полевой шпат. Вместе с данными по минералогическому составу, показывающими наличие двух полевых шпатов (плагноклаз + санидин или анортоклаз), анализ диаграммы приводит к выводу, что верхнеплиоцен-четвертичные липариты Армении образовались в результате плавления сиалического материала. Этот вывод основывается на работе Кармайкла о кристаллизации полевых шпатов в кислых вулканических расплавах (114).

2. Физические свойства пород

Плотностные и емкостные свойства пород

Удельный вес пород липаритовой формации колеблется от 2,35 до 2,562 г/см³. Значения коэффициентов вариации не превышают 1,3% (табл. 58).

Наибольшими средними значениями удельного веса обладают липариты Ени-ел ($\bar{\delta} = 2,545$ г/см³). Это же касается и обсидианов. Липариты и перлиты вулканов Сатанакар и Артени по средним значениям удельного веса различаются меньше.

Обращают на себя внимание существенные различия в средних значениях удельного веса липаритов и обсидианов. Эти отличия обусловлены как некоторым увеличением при переходе от липаритов к обсидианам числовой характеристики Q и c и уменьшением числовой характеристики a ,

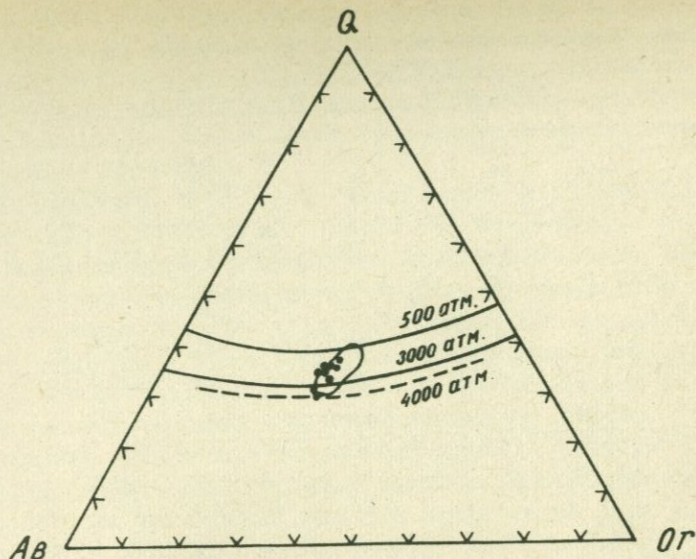


Рис. 59. Нормативный состав верхнеплиоценовых липаритов Армении и гранитная эвтектика (вес.%).

так и различием структуры этих пород. По петрографическим данным, для липаритов характерна криптокристаллическая структура, а для обсидианов – витрофировая. Кроме того в липаритах встречаются более или менее оформившиеся микролиты, представленные кислым плагиоклазом. Очевидно, наличие у обсидианов витрофировой структуры с резким преобладанием стекла, при некоторых различиях в составе, приводит к "разрыхлению" основной массы породы и соответственному снижению удельного веса. Следовательно, влияние обоих факторов – состава и структуры – в этом случае приводит к снижению удельного веса.

Общая и эффективная пористость пород липаритовой формации колеблется в значительных пределах: $m_o = 0,3-36,1\%$, $m_z = 0,01\%-33,54\%$ (табл. 58).

Наибольшими средними значениями общей и эффективной пористости характеризуются перлиты вулкана Арteni и наименьшими – обсидианы. Для последних характерна резкая неоднородность в распределении пористости, значения коэффициентов которой достигают 63,2% для общей пористости и 117% для эффективной.

Параметры		Вулкан Арteni			Вулкан Сатанакар			Ени-ел	
		1	2✓	3	4	5	6✓	7	8✓
Удельный вес, δ г/см ³	а	2,361	2,485	2,49	2,400	2,360	2,477	2,413	2,545
	б	0,3	0,6	1,3	0,7	1,0	0,4	1,0	0,5
Объемный вес, ρ г/см ³	а	1,782	2,122	2,132	2,242	2,336	2,061	2,366	2,408
	б	9,8	4,1	4,7	2,0	0,2	4,4	1,5	1,6
Общая порис- тость, $m\%$	а	24,49	14,63	14,36	6,59	1,36	16,81	1,97	5,35
	б	30	22	30	28,2	43,9	22,2	63,2	22,5
Эффективная пористость $m_2\%$	а	24,04	13,82	13,67	5,12	0,07	14,75	0,09	3,58
	б	31	26	28	29,4	117	28,6	77	43
Теплопровод- ность $\lambda \cdot 10^{-3}$ кал	а	1,79	3,32	2,95	2,99	3,10	3,82	3,16	3,97
	б	16	16	30	8,3	9,5	13	15,5	16
Температуропро- водность $a \cdot 10^{-3}$ см/сек	а	4,57	7,42	6,14	6,01	6,33	8,43	6,37	7,67
	б	9,1	12,0	19,0	7,0	7,2	9,7	7,3	9,0
Теплоемкость c кал г·град	а	0,220	0,211	0,233	0,221	0,211	0,220	0,211	0,214
	б	5,4	12	18	8,2	11,8	11,8	19,4	11,3
Модуль Юнга $E \cdot 10^{11}$ дин см ²	а	-	-	-	3,77	7,04	2,45	7,13	3,55
	б	-	-	-	-	1,5	10,5	2,8	10,6
Модуль объем- ного сжатия $K \cdot 10^{11}$ дин см ²	а	-	-	-	2,75	3,77	1,53	3,83	2,38
	б	-	-	-	-	3,0	16,8	4,4	9,0
Модуль сдвига $G \cdot 10^{11}$ дин см ²	а	-	-	-	1,48	2,97	1,00	3,00	1,42
	б	-	-	-	-	1,28	10,1	0,3	11,7
Коэффициент Пуассона ν	а	-	-	-	0,279	0,188	0,229	0,189	0,251
	б	-	-	-	3,7	13,1	3,7	8,0	4,22
Скорость про- должных волн V_p км/сек	а	4,04	3,86	3,89	4,52	5,74	3,70	5,76	4,22
	б	10,0	7,0	5,3	-	0,8	5,7	0,1	4,8
Скорость попе- речных волн V_s км/сек	а	-	-	-	2,60	3,56	2,19	3,56	2,43
	б	-	-	-	-	0,7	4,93	0,9	6,3

Примечание: 1. Для каждого параметра приведены среднее значение (а) и коэффициент вариации в % (б).

2. Нумерация выборок соответствует табл. 56.

Липариты Ени-ел: характеризуются более низкими средними значениями общей и эффективной пористости по сравнению с липаритами вулканов Сатанакар и Артени. Кроме того, средние значения общей и эффективной пористости перлитов вулкана Артени более чем в четыре раза выше, чем у их аналогов из вулкана Сатанакар.

Объемный вес пород липаритовой формации колеблется от 1,5 до 2,478 г/см³ (табл. 58). Вариабельность объемного веса липаритов и перлитов значительно выше, чем обсидианов. Если для обсидианов значения коэффициентов вариации не превышают 1,5%, то для липаритов они достигают 4,7%, а для перлитов – 9,8%. Наибольшими средними значениями объемного веса характеризуются липариты Ени-ел. ($\bar{\rho} = 2,408$ г/см³), затронутые, по-видимому, в некоторой степени процессами диагенеза. Наименьшие средние значения объемного веса свойственны перлитам вулкана Артени, обладающим наибольшими значениями общей и эффективной пористости. Малопористые обсидианы вулканов Сатанакар и Ени-ел характеризуются повышенными средними значениями объемного веса по сравнению с липаритами.

Характер изменения объемного веса согласуется с характером изменения общей пористости (обратная зависимость). Для липаритов это подтверждается и результатами парного корреляционного анализа. Значение коэффициента корреляции между ними составляет $r_{\rho, m_0} = -0,72$ и $r_{\rho, m_3} = -0,80$. Регрессивные зависимости между ними представлены следующими уравнениями:

$$m_0 = (-21,9 \rho + 59,41) \pm 5\%; \quad m_3 = (-20,2 \rho + 54,77) \pm 3,64\%.$$

Упругие свойства

Среди упругих параметров наиболее изученными являются скорости продольных волн. Полученные экспериментальные данные по скоростям упругих волн и рассчитанные значения динамических упругих модулей представлены в табл. 58. Скорости продольных волн пород липаритовой формации изменяются от 3,23 до 5,83 км/сек. Наиболее высокими средними значениями скоростей продольных и поперечных волн характеризуются обсидианы Ени-ел и вулкана Сатанакар, которым присущи и наименьшие значения коэффициентов вариации. Эти же породы обладают и наибольшими значениями упругих

модулей. В то же время они характеризуются наименьшими значениями коэффициента Пуассона, что обусловлено сравнительно высокими средними значениями скоростей поперечных волн.

Характер изменения скоростей продольных волн пород липаритовой формации согласуется в целом с характером изменения пористости. В частности, для липаритов зависимость между скоростью продольных волн, общей (m_0) и эффективной пористостью (m_3) выражена следующими значениями коэффициентов корреляции: $r = -0,62$ и $r = -0,72$, а уравнения регрессии имеют следующий вид:

$$V_p = (-0,03 m_0 + 4,24) \pm 0,3 \text{ км/сек};$$

$$V_p = (-0,05 m_3 + 4,39) \pm 0,28 \text{ км/сек}.$$

Следует подчеркнуть также наблюдаемое различие упругих свойств липаритов и обсидианов, обусловленное особенностями строения этих пород и, прежде всего, характером пористости. Для обсидианов характерна весьма незначительная пористость, причем поры имеют линзовидную, нередко изометричную форму и размеры 0,5–1 мм. Они ориентированы как вдоль флюидальности, так и под углом к ней, но распределены в общей массе крайне неравномерно и изолированно. Пористость же липаритов не только выше по абсолютной величине, но и отличается формой и характером распределения в общей массе пород. Обычно здесь поры имеют неправильную вытянутую форму с резкими извилистыми очертаниями, ориентировкой вдоль флюидальности и образуют непрерывные цепочки. Такой характер распределения пористости приводит к резкому снижению компактности породы в этих направлениях и соответственно к снижению упругих свойств.

Характер распределения пористости и флюидальности текстуры обсидианов и липаритов обуславливают анизотропию упругих свойств. Как следует из табл. 59, в образце липарита значения скоростей продольных волн в плоскости флюидальности близкие, а в направлении, перпендикулярном флюидальности, значительно уменьшаются. Коэффициент анизотропии для продольных волн равен 3,8%. Аналогичная картина наблюдается и в образце обсидиана: значение коэффициента анизотропии для продольных волн здесь несколько ниже, чем у липаритов, и равно 2,8%, а для поперечных – 2%.

Анизотропия упругих волн в липаритах и обсидианах

Порода	Направление прозвучивания	Скорости упругих волн, км/сек		Примечание
		V_p	V_s	
Липарит	I	3,73	-	Направления, перпендикулярно флюидалности
	II	3,77	-	
	III	3,56	-	
Обсидиан	I	5,53	3,42	Ориентировка произвольная
	II	5,77	3,50	
	III	5,74	3,53	

Тепловые свойства

Тепло- и температуропроводность пород липаритовой формации, несмотря на относительно слабые различия их в составе, колеблются в значительных пределах: для $\lambda = (1,29-5,11) \cdot 10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см.сек.град.}}$, а для $a = /3,18-9,50/10^{-3} \frac{\text{см}^2}{\text{сек.}}$.

Значения коэффициентов вариации этих параметров достигают 30%.

Наблюдаются существенные различия в средних значениях тепло- и температуропроводности обсидианов, липаритов, перлитов, обусловленные структурными и текстурными особенностями этих пород.

Увеличение степени раскристаллизации при переходе от обсидианов к липаритам, несмотря на увеличение общей и эффективной пористости в том же направлении, приводит к увеличению тепло- и температуропроводности. Характер изменения теплопроводности не совсем согласуется с характером изменения общей пористости. Так, малопористые массивные обсидианы Ени-ел и вулкана Сатанакар характеризуются относительно более низкими средними значениями теплопроводности по сравнению с липаритами тех же вулканов, пористость ко-

торых соответственно в 2,5 и 8 раз выше, чем у обсидианов. В то же время перлиты вулкана Артени, имеющие наиболее высокие средние значения общей пористости, характеризуются наименьшими средними значениями тепло- и температуропроводности.

Теплоемкость изученных пород изменяется в довольно широких пределах ($c = 0,132 - 0,284 \frac{\text{кал}}{\text{г. град}}$).

Магнитные свойства

Подавляющее большинство изученных кислых вулканитов отличается низкими значениями индуктивных магнитных характеристик (табл. 60). При этом наименьшей величиной магнитной восприимчивости обладают перлиты вулкана Артени. Максимальные значения индуктивных параметров характерны для образований Ени-ел. Связь фактора Q_m с индуктивными параметрами и характеристиками магнитной жесткости имеет сложный характер. Если для вулканитов Ени-ел и вулкана Сатанакар она вообще не фиксируется, то для эффузивов Артени налицо обратная пропорциональность Q и α .

В связи с низкими значениями I_s представилось возможным изучить температурный ход этого параметра только для образований Ени-ел. Они характеризуются точкой Кюри порядка 520°C .

Следует отметить отсутствие связи магнитных свойств с петрографическим типом изученных эффузивов. Вместе с тем, каждый вулкан довольно четко отличается по характеру магнитной характеристики большинства продуктов его эффузивной деятельности.

Сравнивая магнитные свойства описываемых образований с концентрацией в них железа, приходится констатировать практическое отсутствие значимой связи между этими параметрами. Вместе с тем именно вулканиты Ени-ел наиболее обогащенные железом, обладают максимальными значениями α , I_s . Различия в величине индуктивных параметров хорошо объясняются результатами минераграфических исследований. Последние показали, что рудные минералы, представленные, в основном, титаномагнетитами, присутствуют в изученных разностях в различных количествах и в различной степени подвергались процессам разрушения твердого раствора. Мак-

Магнитные свойства вулканических пород липаритовой формации

Таблица 60

Параметры		Ени-ел		Вулкан Сатанакар			Вулкан Артени		
магнитные	статистические	липарит	обсидиан	перлит	обсидиан	липарит	липарит (усредненная выборка)	"Верхние" липариты	перлит
Магнитная восприимчивость χ , (10^{-3} ед. СГС)	$\bar{X}$	0,44	0,64	0,26	0,059	0,23	0,092	0,047	0,003
	M_0	0,47	0,56	0,28	0,06	0,23	0,05	0,035	0,002
	V(%)	22	45	96	25	8,5	0,14 ^x 58	36	45
Интенсивность естественной остаточной намагниченности I_h (10^{-3} ед. СГС)	$\bar{X}$	0,70	9,5	0,87	0,30	14,7	0,31	1,0	0,12
	M_0	0,6	8,3	0,43	0,11	8,3	0,46	1,2	0,2
	V(%)	4,8	86	101	86	65	60	61	104
Q_m (ед)	$\bar{X}$	3,74	50,8	7,2	11,1	12,8	12,5	57,1	171
	M_0	3,0	15	3,4	8,7	45	10,7	32	90
	V(%)	48	145	95	93	75	19,4 ^x 45	78	133
Намагниченность насыщения I_s , ($\frac{гс \cdot см^3}{г}$)	$\bar{X}$	0,35	0,40	0,19	0,059	0,162	-	-	-
	M_0	0,33	0,44	0,15	0,06	0,19	-	-	-
	V(%)	26	43	73	42	28	-	-	-
Остаточная намагниченность насыщения I_{rs} , (10^{-3} ед. СГС)	$\bar{X}$	77,9	82,3	13,1	18,0	28,2	-	-	-
	M_0	87	97	9,9	15,6	30	-	-	-
	V(%)	29	31	30	38	14	-	-	-
$\alpha = \frac{I_{rs}}{\chi}$ (ед.)	$\bar{X}$	282	151	57,8	29,8	125	-	-	-
	M_0	149	180	44	206	129	-	-	-
	V(%)	93	40	33	25	16	-	-	-
$\beta = \frac{I_{rs}}{I_s}$ (ед.)	$\bar{X}$	0,26	0,22	0,13	0,33	0,19	-	-	-
	M_0	0,17	0,16	0,12	0,21	0,16	-	-	-
	V(%)	65	44	118	51	28	-	-	-

симальное количество титаномагнетита зафиксировано в обсидаанах и липаритах. Характерной чертой липаритов Сатанакар и Ени-ел является более высокая степень окисления титаномагнетита (индекс Уоткинса и Хаггерти не ниже 1У), а также присутствие гидроокислов. В липаритах Ени-ел присутствуют также сульфиды.

Таким образом, весьма близкие по составу и общим условиям образования породы липаритовой формации Армянской ССР характеризуются довольно большим диапазоном изменения "структурочувствительных" физических параметров, отражая различия их структурно-текстурных особенностей. Поскольку последние в значительной мере обусловлены конкретными особенностями извержения и газового режима, некоторые из этих характеристик (пористость, скорость продольных волн, объемный вес) и их анизотропия могут быть использованы для диагностики этих особенностей.

Изученные особенности пород формации, слабая дифференциация их состава, относительная близость последнего в породах различных вулканов на территории Армянской ССР свидетельствуют, во-первых, об их явно коровом происхождении, а, во-вторых, о весьма близких условиях формирования магм и общем характере извержений. Это является достаточно наглядным доказательством структурного и тектонического контроля корового магмообразования.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИТОВ ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН АРМЕНИИ

Рассмотрение всего приведенного материала по особенностям минерального и химического составов и геохимии новейших вулканитов Западной и Восточной вулканических зон позволяет установить основные черты их сходства и различия.

Центрально-Армянский вулканический пояс расчленяется на две главные зоны, контролируемые Транскавказским поперечным поднятием (Западная зона вулканизма) и Анкавано-Сюникским глубинным разломом (Восточная зона вулканизма). Главные зоны вулканизма, в свою очередь, расчленяются на относительно самостоятельные вулcano-тектонические подзоны, контролируемые границами поперечных блоковых структур.

Зона Транскавказского поперечного поднятия является главным ареалом распространения сквозькорых - мантийных излияний долеритовых базальтов. В меньших масштабах этот тип вулканизма констатируется и в Восточной зоне Армянского вулканического пояса. Спецификой Западной зоны вулканизма и всего Транскавказского меридионального поднятия являются андезито-дацит - дацитовые вулканиты, генетически ассоциирующие с андезито-базальт - андезитовыми вулканитами и представляющие вместе с ними единую парагенетическую ассоциацию. Одной из главных фаций указанной ассоциации пород являются вулканиты игнимбритового ряда.

Восточная зона вулканизма является областью преимущественного распространения базальт - андезито-базальт - андезитовой серии вулканитов. Кислые серии лав состава андезитодацит - дацит и соответствующие им пирокластические фации

в этой зоне, за редкими исключениями, отсутствуют. Характерен для этой зоны ареальный базальтовый вулканизм.

Для каждой из главных зон вулканизма устанавливается ряд специфических минералого-петрографических и петрогеохимических особенностей вулканических образований: например, отсутствие гиперстенсодержащих серий вулканических продуктов в Восточной зоне и, наоборот, их широкое развитие не только в Западной зоне вулканизма, но и в пределах всего Транскавказского поднятия — от Арарата до Эльбруса включительно. Вулканические образования Восточной зоны отличается их повышенная щелочность. Гиперстенсодержащие серии вулканитов здесь замешаются роговообманковыми, причем очень часто с роговой обманкой ассоциируют порфиновые выделения идиоморфных кристаллов апатита. Общим признаком для обеих зон является развитие липаритового вулканизма.

Все вулканические породы Армении представляют собой производные трех генетических типов магм: чистых мантийных, чистых коровых и мантийно-коровых (дифференциационно-ассимиляционных).

Производные чистых мантийных магм представлены ассоциацией долеритовых базальтов, а чистых коровых — липарит-липарито-дацит — дацитов. Весьма сложную серию вулканитов представляют производные дифференциационно-ассимиляционных магм. В этой петрогенетической группе выделяются следующие сообщества или парагенетические ассоциации вулканитов: андезито-базальт — андезит — андезито-дацит — дацитовая, андезито-базальт — андезитовая, базальт — андезито-базальт — андезитовая, трахибазальт — трахиандезито-базальт — трахиандезитовая, базанитовая. Закономерности пространственного размещения выделенных ассоциаций по вулканотектоническим зонам приведены в табл. 61.

Ассоциации вулканитов первичных мантийных магм

Породы долерито-базальтовой ассоциации слагают обширные лавовые поля типа покровов в Кечутской вулканической области (Лорийское плато, Гукасянский и Амасийский районы), в Арагацкой вулканической области (бассейны среднего течения р. Ахурян), в районе пограничной области Арагацкого и Гегамского нагорий (Котайкское плато), в Гегамской вулканической области (район гг. Камо, Раздан, среднего течения р. Аргичи).

Лавовые покровы представлены мощной толщей, сложенной до 20–30 и более потоками, мощности которых колеблются от 2 до 40–50 м. Максимальная мощность пачки потоков составляет несколько сот метров: врезанные в толщу долеритовых базальтов речные каньоны, местами имеющие глубину более 200 м, не вскрывают подошву их оснований. Истинная площадь распространения долеритовых базальтов во многих районах маскируется образованиями последующих вулканических извержений и не поддается учету.

Выделение долеритовых базальтов в самостоятельную петрогенетическую ассоциацию пород основывается на критериях геологического, структурно-тектонического, петрографического и петрогеохимического порядка.

Излияния долеритовых базальтов в Армении, как и в прилегающих районах Ахалкалакского нагорья и Турции, имели место в начале верхнеплиоценового и отчасти нижнечетвертичного вулканического цикла и контролируются структурами особого типа – сквозькоровыми разломами, охватившими довольно узкие линейные зоны земной коры. Образование сквозькоровых глубинных разломов имело место по границам структурных неоднородностей земной коры, в условиях высокой ее консолидации.

По геолого-структурным условиям проявления долеритобазальтовая ассоциация вулканитов четко отделяется от последующих, более кислых по составу вулканических образований. Последние, за редким исключением, относятся к известково-щелочной ассоциации пород, тогда как долеритовые базальты представляют щелочно-оливиновую ассоциацию лав. Несмотря на имеющиеся мнения о высокоглиноземистом типе долеритовых базальтов (1, 75), проведенные детальные исследования (98), и весь вышеизложенный материал не оставляют сомнения в том, что они относятся к классу щелочных базальтов. Доказательством абиссальности рассматриваемых лав является также высокое содержание в них нормативного оливина, низкие содержания калия, высокие $\frac{K}{Rb}$ и $\frac{Mg}{Li}$ – отношения, восстановительные условия среды магмообразования (наличие самородного железа, низкое парциальное давление кислорода, фиксируемое высоким отношением $\frac{TiO_2}{Fe_2O_3 + FeO}$ и низкими точками Кюри пород).

Характерной петрохимической особенностью долеритовых

базальтов является их постоянный однородный состав в каждой из очаговых зон или вулканотектонических единиц. Так, например, колебания содержаний петрогенных окислов в разрезе 28 потоков базальтов среднего течения р. Ахурян очень незначительны (75). Небольшие колебания химизма в больших объемах лавовых масс характерны и для других разрезов долеритовых базальтов.

Большие объемы лавового материала, однородность петрохимических особенностей, отсутствие признаков ассимиляции и кристаллизационной дифференциации при связи вулканизма со сквозькоровыми разломами глубинного заложения дают основание для утверждения, что долерито-базальтовая ассоциация вулканитов была связана с постоянными крупными очагами магмы, расположенными в пределах верхней мантии. Первичность, недифференцированность, щелочной характер долеритовых базальтов, обогащенность их редкими элементами, пониженное содержание магнезии и Cr , Ni , Co в них хорошо объясняется с позиции низкой степени (до 15–20%) частичного плавления мантийного субстрата на границе кора – мантия, в интервале глубин 40–70 км, в условиях интенсивного воздымания территории.

Наблюдаемые вариации петрогеохимических характеристик долеритовых лав Кечутского нагорья (относительно повышенная щелочность, выражающаяся в наличии нормативного нефелина), западных отрогов Арагацкого нагорья (относительная лейкократовость, наличие нормативного кварца, меньшая глиноземистость и щелочность, в том числе и калиевая) и Котайкского плато (повышенная глиноземистость, магнезиальность и известковистость) К. Г. Ширинян и Л. Б. Нагапетян связывают с существованием разноглубинных самостоятельных очагов (108).

В пределах сравнительно небольшой территории говорить о неоднородностях среды магмообразования по латерали не приходится, в связи с чем специфика базальтовых магм (колебания $\frac{\text{K}}{\text{Na}}$, $\frac{\text{K}}{\text{Rb}}$ соотношений элементов-примесей) в каждой из рассмотренных вулканотектонических подзон может быть объяснена различием глубин генерации магмы, на примере установленной связи петрологических и геохимических особенностей пород Курильской островной дуги от глубины фокальной поверхности очагов (61).

Вулкано-тектонические зоны			Транскавказское меридиональное поднятие		Мисхано-Зангезурский мегаантиклинорий			
Вулкано-тектонические подзоны			Кечутская	Арагацкая	Гегамская	Айодзор-Варденисская	С юникская	Кафанская
Магмы чистой линии	Материнская-мантийная	Сквозь-коровый-линейный вулканизм	Долерито-базальтовая ассоциация $N_2 ak$					
			Фации: эффузивная. Морфоструктурные особенности: мощные лавовые толщи покровного типа					
Первичная-коровая	Централь-ный-мо-ноген-ный вул-канизм		Липарит-дацитовая ассоциация $N_2 ap - Q_1$					
			Фации: экструзивная, эффузивная, эксплозивная Морфоструктурные особенности: куполовидные вулканы, лавовые и агломератовые потоки, эксплозивные образования					
Мантийно-коровые магмы	Центральный полигенный вулканизм. Центральный и трещинный мо-ногенный арельный вулканизм		Андезито-базальт дацитовая ассоциация (Двупироксеновый и роговообман-ковый типы) $Q_1 - Q_2$	Андезито-базальт да-цитовая ассоциация (Двупироксеновый тип) $N_2 ap - Q_2^3$	Базальт-андезито-вая ассоциация (Монопироксено-вый тип) $N_2 ap - Q_2^3$	Базальт-андезито-базальт-андезитовая ассоциация (Монопироксен-роговооб-манковый тип) $N_2 ap - Q_2^3$	Трахибазальт-трахианде-зитовая ассоциация (Роговообманково-пироксе-новый тип, часто с апа-титом) $N_2 ak (?) - Q_2^3$	Базанитовая ассоциация: меланократовые щелоч-ные нефелиновые базаниты и лимбургиты (оливин-пироксеновый и роговооб-манково-пироксеновый ти-пы) Q_2^1
			Андезито-базальт-андезитовая ассоциация (Двупироксеновый тип) Q_2 . Фации: Эффузивная, эксплозивная. Морфоструктурные особенности: полигенные вулканы и вулканичес-кие массивы, шлаковые и лавовые конусы, лавовые потоки.	Фации: эффузивная, эф-фузивно-экструзивная, эксплозивная, игним-бритовая, игниспуми-товая, Морфоструктурные осо-бенности: полигенные вулканические массивы, шлаковые, лавовые, пемзо-лавовые конусы, агломератовые потоки, покровы игнимбритов и игниспумитов.	Фации: эффузивная, эксплозивная, Морфоструктурные особенности: шла-ковые, лавовые и шлаково-лавовые конусы, лавовые потоки.	Фации: эффузивная, экс-позивная, Морфоструктурные осо-бенности: шлаковые и лавовые конусы, лавовые потоки.	Фации: эффузивная, экспло-зивная, Морфоструктурные особен-ности: полигенные слоис-тые вулканы и вулканичес-кие массивы, шлаковые и лавовые конусы, лавовые потоки.	Фации: эффузивная, экспло-зивная, Морфоструктурные особен-ности: шлаковые конусы, лавовые потоки.

Производные коровых магм представлены вулканитами липарит — липарито-дацит — дацитового ряда. Комплекс вулканитов этого типа среди неовулканических образований Армении занимает особое место по крайне кислому составу, типу извержений, морфологическим особенностям центров активности и закономерностям их пространственного размещения. Для них характерны и небольшие объемы вулканических образований по сравнению с другими петрологическими типами вулканитов. Общая суммарная площадь вулканитов этой ассоциации составляет около 300 км². Распределение их на территории республики неравномерное (разрозненное). Обычно в каждой из вулcano-тектонических подзон констатируется от одного до нескольких центров проявлений липарит-дацитовой магмы. Роль липарит-дацитов в общем балансе разнотипных вулканитов довольно ограничена. Это объясняется тем, что повсеместно они представлены локальными геологическими образованиями в виде небольших моногенных куполовидных вулканов, трещинных экструзий, коротких лавовых и агломератовых потоков.

По времени липарит-дацитовый вулканизм новейших куполовидных вулканов следует за базальтовым (мантийным) вулканизмом.

В настоящее время нет оснований считать липарито-дацитовые вулканы дифференциатами базальтовой магмы. Это совершенно различные типы проявления вулканизма, разорванные во времени и в пространстве и контролируемые различными типами структур.

Источником липарито-дацитовых палингенных магм, как доказывают весь комплекс проведенных исследований и предшествующие данные (44), могли служить породы гранито-метаморфического слоя земной коры. Гранито-метаморфический субстрат, погружаясь в юго-восточном направлении, лишен цельности и представлен расчлененными разломами "плитами", залегающими на различных глубинах. Возможно, именно этим отчасти объясняется наблюдаемая пространственная разобщенность центров активности липарито-дацитовых вулканов, если учесть то обстоятельство, что условия для образования анатектических магм, способных прорывать глубинные зоны складчатой коры в виде магматических диапиров, были наиболее благоприятными в близповерхностных зонах земной коры.

Согласно данным геофизических исследований, вулканические центры липарит-дацитовый ассоциации расположены в пределах локальных относительных минимумов силы тяжести второго и третьего порядков. Сравнительный дефект масс зоны расположения центров активности объясняется местными утолщениями гранито-метаморфического слоя и его приподнятостью в данном участке.

Геологические условия пространственного размещения липарит-дацитовых вулканических центров и петрохимические особенности представляющих их вулканитов свидетельствуют о том, что в верхнеплиоцен-нижнечетвертичное время в вулканическом поясе Армении существовал ряд удаленных один от другого на десятки и сотни километров локальных коровых очагов кислой магмы.

На близповерхностное залегание палингенных коровых очагов указывают многовыходной (многоосевой) характер вулканизма, небольшие радиусы разброса центров активности, а также некоторые особенности строения липарит-дацитовых экстрוזий, в частности их брекчирование на глубину в несколько десятков метров и агломератовое строение. Брежирование же прорывающейся к поверхности вязкой магматической массы как следствие бурного выделения магматических газов могло иметь место при небольшой мощности пород кровли магматического очага. Кроме того, уже неглубокая вскрыша агломератовых масс, представляющая "шапки" кислых экстрוזий, обнажает корни извержений в виде даек и бесформенных секущих тел массивной лавы, представляющих собой апофизы от неглубоко залегающего магматического очага (44). Необходимо принимать во внимание и тот факт, что прорвавшиеся на поверхность небольшие объемы (от 0,2 до 5 км³) кислой лавы в каждой из отдельно взятых очаговых зон вряд ли обладали внутренней энергией, достаточной для выхода на поверхность с больших глубин.

Начальный анатектический расплав характеризовался лейкократовым составом. В дальнейшем, с повышением температуры в расплаве, увеличивается роль анортитовой части и темноцветных минералов, что выражается в эволюционной смене липаритов липарито-дацитами, дацитами. Возможно, что наблюдаемая антидромная последовательность эволюции вулканического акта обусловлена очаговой дифференциацией анатектического расплава (44). О низкотемпературности началь-

ных объемов магматических выплавов свидетельствуют переходы от липаритовых обсидианов, представляющих начальные объемы изменения, к насыщенным порфировыми вкрапленниками липарито-дацитам — дацитам, то есть переходы от низкотемпературной выплавки лейкокатовой магмы, способной к переохлаждению в виде аморфного стекла, к сравнительно меланократовой высокотемпературной магме, способной к кристаллизации.

Липарит-дацитовая ассоциация пород Армении по своему химическому составу выявляет большое сходство со средними типами аналогичных образований Земли, от которых отличается более лейкокатовым составом. В целом это среднетихоокеанская известково-щелочная ассоциация с большим избытком кремнезема ($Q = 19,0 - 37,4$), с колебаниями от типичных известковистых серий к щелочным. Разобшенность очагов липарит-дацитовой магмы пределами локальных блоковых структур обусловила петрохимическую специализацию их в каждой из вулканоструктурных зон. Вопросы петрохимической зональности пород липарит-дацитовой формации подробно освещены в литературе (43). Они выражены в колебаниях кислотности, щелочности (в том числе и $\frac{K}{Na}$ — соотношений), нормативно-минерального состава, содержаний элементов-примесей, акцессорных минералов и др.

Изложенный материал не оставляет сомнения в том, что липарит-дацитовая ассоциация вулканитов, характерная как для Транскавказской, так и для Анкавано-Сюникской зон, не имеет генетической связи с базальтовым вулканизмом и объяснена палингенным выплавкам корового материала.

Ассоциации мантийно-коровых (дифференциационно-ассимиляционных) магм

Производные мантийно-коровых (дифференциационно-ассимиляционных) магм представляют наиболее распространенный тип вулканических образований. В отличие от монотипных ассоциаций магм "чистой линии", эта группа вулканитов представлена множеством ассоциаций, причем каждая из них образуется в определенной вулканотектонической обстановке как индикатор тех эндогенных магматических процессов, следствием которых она является.

Рассматриваемый комплекс вулканических образований

включает следующие типы магматических ассоциаций: базанитовая, трахибазальт – трахиандезито-базальт – трахиандезитовая, базальт – андезито-базальт – андезитовая, андезито-базальт – андезитовая (Восточная зона вулканизма), андезито-базальт – андезит – андезито-дацит – дацитовая (Западная зона вулканизма) (табл. 61).

Геологические условия проявления вулканизма, представляющего дифференциационно-ассимиляционные магмы, совершенно отличны от вулканизма, представляющего магмы чистой линии, и контролируются структурами иного типа. Разнообразны при этом и феноменологическая гамма вулканических извержений, фациальные разновидности вулканитов и их морфоструктурные особенности.

Наиболее сложные ассоциации вулканитов, вулканических проявлений и фаций вулканитов характерны для Транскавказской зоны поперечного поднятия, внутри которой выделяются две самостоятельные вулcano-тектонические подзоны или блоковые структуры – Кечутская и Арагацкая. Спецификой вулканизма Кечутской структуры, как и всей Транскавказской зоны, является наличие среднекислой андезито-дацит – дацитовой магмы и эксплозивных фаз кислого вулканизма игнимбритового ряда.

В Транскавказской зоне вулканизма определяется бесспорное парагенетическое единство андезито-базальт – андезит – андезито-дацит – дацитовой серии вулканических образований, что является спецификой не только всей рассматриваемой зоны, но и отдельных полигенных (Арагац, Араилер) и моногенных вулканических центров (Иринд, Цахкасар, Кызыл-даг и др.). Не может быть сомнения в том, что андезито-базальт – дацитовая ассоциация вулканитов является следствием эволюции состава магмы одного и того же очага. Это подтверждается существованием четкой направленности в изменении ее петрогеохимических характеристик: линейностью петрохимических трендов щелочности, суммы окислов железа, извести, магнезии в ряду возрастающей кислотности, узкими колебаниями коэффициента Стейнера ($a_{\text{ka1}} = 22,09 - 24,57$), направленным линейным убыванием индекса затвердевания (SI) Куно, индекса кристаллизации (CI) Полдерваарта и Паркера, возрастанием индекса дифференциации (DI) Торнтона и Таттла, отсутствием направленности в изменении индекса 6 Ритмана, монотонным убыванием отношений $\frac{K}{Rb}$, $\frac{Mg}{Li}$ и изме-

нением соотношений Cr, Ni, Co (от $Cr > Ni > Co$ до $Cr < Ni \leq Co$ в конечных производных) и др.

Проведенное изучение петрологических особенностей, путей и условий формирования андезито-базальт - дацитовый серии вулканитов Западной вулканической зоны позволяет сегодня прийти к однозначному выводу о том, что в процессе становления этой ассоциации вулканитов имело место активное вовлечение в магматический процесс материала корового вещества, следствием чего может служить и установленное обеднение рассматриваемой серии вулканитов Cr, Ni и другими фемическими компонентами и обогащение K, Rb, Pb, Mo особенно в сравнении с известково-щелочным андезитом Тейлора.

В пользу этой точки зрения свидетельствует и различие типов структур, контролирующих мантийный базальтовый и андезито-базальт - дацитовый вулканизм: сквозькоровые разломы глубинного заложения для первых и дизъюнктивные и пликативные структуры верхних ярусов земной коры, связанные с близповерхностными (вторичными) очагами, для вторых. Две генетические группы пород различаются и петрохимически: ассоциация мантийных базальтов представляет щелочную вулканическую серию, тогда как андезито-базальт - дацитовая ассоциация - известково-щелочную вулканическую серию.

Вместе с тем, наряду с наличием специфических черт, надо подчеркнуть существование родства, преемственности для групп пород долеритовый базальт (лори-ахурянский) - андезито-базальт - андезит основания Кечутского разреза - андезито-дацит - дацит (средней части и верхов разреза).

Особенности эволюции магматического расплава наглядно выступают на треугольной диаграмме Уэджера и Дира $[(Fe_2O_3 + FeO) - MgO - (Na_2O + K_2O)]$ (рис. 60). На диаграмме показаны поля, в которых располагаются непорфировые породы пижонитовой и гиперстеновой серий Изу-Хаконе по Х. Куно (117), а также положение пород Скаергаардской интрузии по Л. Р. Уэджеру и В. А. Диру (128) и средних составов базальта, андезита, дацита и риолита по Р. О. Дели (32). Близкое к прямолинейному направление дифференциации пород гиперстеновой серии, встречающихся в районах, обладающих континентальным типом строения земной коры, объясняется Х. Куно (117) процессами смещения первичной магмы и гранитного материала, имеющих составы, располагающиеся на

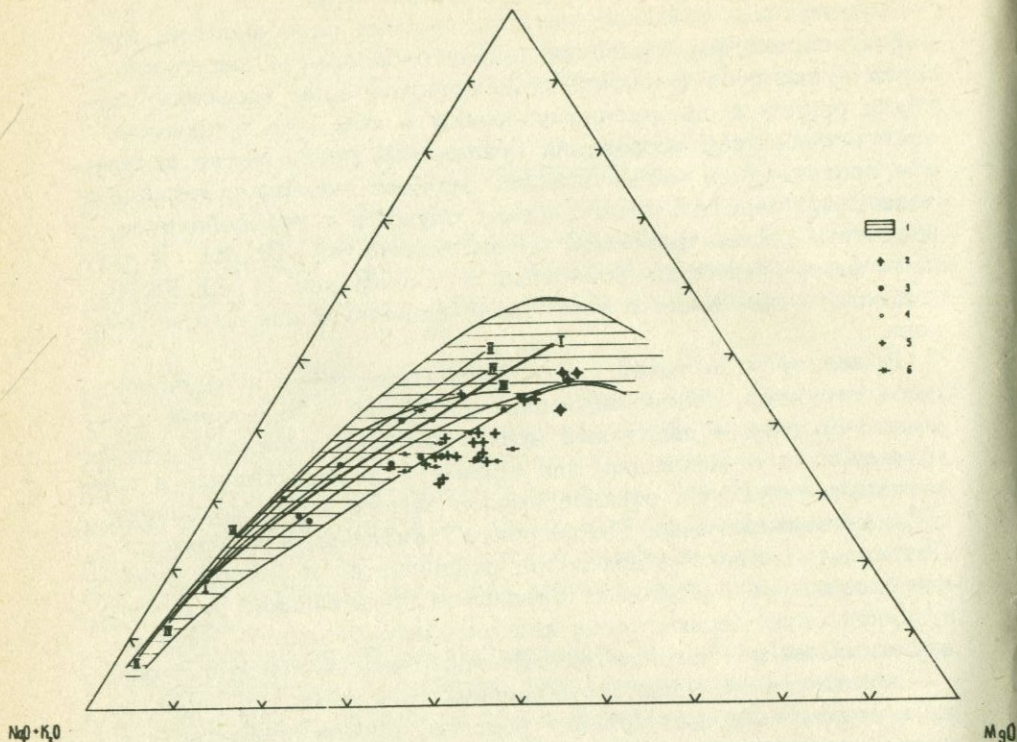


Рис. 60. Диаграмма $[(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - \text{MgO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ для верхнеплиоцен-четвертичных лав Армении. 1 – поле гиперстеновой серии пород Изу-Хаконе (по Х. Куно), вулканогенные породы Армении; 2 – лавы долерито-базальтовой ассоциации; 3 – андезито-базальт – андезит – андезито-дацит – дацитовая парагенетическая ассоциация неовулканитов Западной вулканической зоны; 4 – базальт – андезито-базальт – андезитовая парагенетическая ассоциация вулканических пород Гегамского нагорья; 5 – андезито-базальт – андезитовая парагенетическая ассоциация вулканических пород Айюцдзора. 1 – 1 – средние типы пород по Р. Дели, II – II – известково-щелочная серия горных пород восточной части Центральной Сьерра-Невады, III–III – молодые вулканические породы нагорья Медисин-Лейк, IV–IV – вулканогенные породы района Лассен-Пик.

диаграмме на концах зоны вариации. Андезито-базальт - дацитовый комплекс вулканитов Западной вулканической зоны Армении явно тяготеет к полю гиперстеновых серий. Считается, что на вариационных диаграммах плавные кривые, соединяющие составы пород определенных серий, выражают ход эволюции магматических расплавов и что состав родоначальной магмы отвечает начальным точкам этих кривых. Недифференцированные долеритовые базальты лори-ахурянской толщи на диаграмме Уэджера и Дира (рис. 60) попадают в поле гиперстеновой серии пород, плавно наращивая вариационную линию кечутских вулканитов, располагаясь ближе к магнезиальному углу, что, по Куно, позволяет рассматривать их в качестве родоначальных исходных составов.

На диаграмме Осборна отчетливо видно различие путей развития составов этих групп - в условиях низкого pO_2 для долеритовых базальтов и при возрастающем pO_2 к дифференциатам, обогащенным кремнеземом, для андезито-базальт - андезит-дацитов (рис. 9, 20).

Таким образом, можно предположить существование магматического очага где-то на границе кора - мантия, давшей выплавки состава недифференцированных щелочно-оливиновых долеритовых базальтов, а затем миграцию расплавов, формирование промежуточных очагов в условиях интенсивного подъема территории, перемещение теплового фронта в верхние горизонты, сопровождающееся подплавлением и усвоением силикатического материала коры.

Об отсутствии прямой дифференциационной связи андезито-базальт - дацитовых вулканитов с первичными базальтовыми магмами свидетельствуют и объемные соотношения представителей двух ассоциаций вулканических образований. Речь идет о прогрессирующем увеличении кислых вулканитов в ходе эволюции каждого вулканического цикла. В целом объем вулканитов состава андезито-базальт - дацит более чем в десять раз превосходит объем излившихся базальтов, причем наибольшая часть объема этой ассоциации вулканитов приходится на конечные кислые дериваты (105).

В Восточной зоне вулканизма выделяется пять вулканотектонических подзон, представляющих Гегамскую, Айондзор-Варденисскую, Сюникскую и Кафанскую блоковые структуры. Каждая из блоковых структур имеет свою специфику вулканизма и вулканических ассоциаций.

Особенность вулканизма Восточной зоны заключается в том, что эволюция магматических расплавов завершается в этой зоне образованием андезитовых расплавов. Более кислые расплавы образуются в исключительно редких случаях и в самых незначительных объемах (вулканический массив М. Ишхансар на Сюнике) и рассматриваются К. Г. Шириняном как следствие анатектических выплавов кислых пород коры.

Другой отличительной особенностью Восточной зоны вулканизма является развитие (хотя и не повсеместное) двух типов базальтового вулканизма. Первый тип представлен долеритовыми базальтами, по времени образования, геодинамической обстановке проявления и петрохимическим особенностям аналогичными первичным мантийным магмам Транскавказской зоны. Второй тип базальтового вулканизма связан с небольшими моногенными вулканами центрального типа с малым объемом лавовых продуктов. (Например, площадь лавового потока вулкана Норапеник, Кафанская подзона, составляет 2 км² при средней мощности 40–50 м, а площадь потока вулканического центра Гарусар, Сюникская подзона, — всего 0,1 км² при средней мощности 6 м).

Центральный базальтовый вулканизм проявляется как в ассоциации с андезито-базальт — андезитовыми вулканитами (Гегамская и Сюникская подзоны), так и самостоятельно (Кафанская подзона).

В отличие от долеритовых базальтов, порфиоровые по структуре базальты центральных вулканов отличаются широкой вариацией минерального и химического составов, особенно по глиноземистости и щелочности.

Структурно, центральный базальтовый вулканизм проявляется в связи с нарушениями северо-запад — юго-восточного направления, согласными с простиранием геологических структур, а не с поперечными меридиональными разломами, контролирующими излияния долеритовых базальтов.

Если магма локализуется в земной коре, факторы, обуславливающие метаморфизм исходного состава расплава, играют более заметную роль, чем при сквозных извержениях материнских базальтовых расплавов. Центральный базальтовый вулканизм имеет место в условиях слабой проницаемости земной коры, в связи с чем миграция магматических расплавов вверх носит стадийный характер, а конечный акт механизма подъема магмы, т. е. вулканическое извержение, происходит

из вторичных очагов, расположенных в верхних структурных ярусах земной коры. Для центрального базальтового вулканизма Армении характерным является закономерное уменьшение кислотности, увеличение щелочности, магнезиальности и содержания титана от Гегамской подзоны к Кафанской, т.е. в северо-запад — юго-восточном направлении. В единой базальт-андезито-базальт — андезитовой ассоциации в том же направлении происходит увеличение роли основных вулканитов, главным образом, за счет увеличения объема базальтовых и андезит-базальтовых лав. Андезито-базальтовые вулканиты Восточной вулканической зоны находятся в тесной пространственной и генетической ассоциации с породами центрального базальтового вулканизма и представляют единую петрохимическую серию.

Дифференциационная связь базальт-андезитовой серии пород в каждой из вулкано-тектонических подзон, ограниченность процессов ассимиляции при эволюции вулканических процессов является одной из специфических особенностей вулканизма Восточной зоны. Именно эта причина объясняет отсутствие в этой области кислых серий вулканитов, так широко представленных в Западной зоне вулканизма.

Таким образом, главные зоны вулканизма и слагающие их мелкие структурные обособления разнятся между собой по типам вулканических извержений, характеру вулканических продуктов и петрохимическим особенностям последних.

Вместе с тем, чрезвычайная пространственная близость этих зон обусловила и тесную взаимосвязь и общность некоторых петрогеохимических особенностей вулканизма и вулканических образований в каждой из них.

На поле ASB векторной диаграммы А. Н. Заварицкого (рис. 61) вынесены ареалы фигуративных точек исследованных плиоцен-четвертичных вулканогенных пород Западной (район Кечутского хребта) и Восточной (Гегамское и Айодзор-Варденисское нагорья) вулканических зон Армении, кривые, отвечающие наиболее характерным известково-щелочным ассоциациям (типы Пеле — 1, Лассен-пика — II, Йеллоустонского парка — III) и кривая пород Этны (1У), которая является средней, отграничивающей известково-щелочные серии от типично щелочных.

Рой фигуративных точек средних составов вулканитов вытягивается вверх вправо, характеризуя в общем известково-

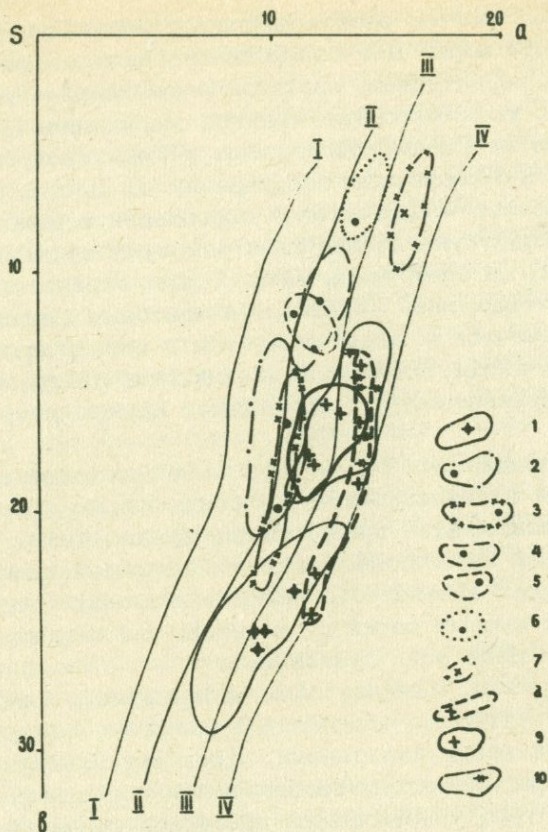


Рис. 61. Вариационная диаграмма А. Н. Заварицкого для средних составов и ареалов фигуративных точек плиоцен-четвертичных вулканических образований Армении. Западная вулканическая зона: 1 - долеритовые базальты лори-ахурянской толщи; 2 - андезито-базальты основания Кечутского хребта; 3 - андезито-базальты вершинной зоны хребта; 4 - лавы амфиболовых андезито-дацитов; 5 - кварцсодержащие андезиты; 6 - гиалодациты; 7 - дацитовые туфы и туфолавы. Восточная вулканическая зона: 8 - базальт - андезито-базальтовые лавы Гегамского нагорья; 9 - андезито-базальт - андезитовые лавы Айодзора. Естественные ассоциации вулканических горных пород мира. I - тип Пеле, II - Лассен-пик, III - Йеллоустонский парк, IV - Этна.

щелочной тип магмы. Наиболее щелочными (чуть левее кривой Этны, но в непосредственной близости от нее) являются недифференцированные долеритовые базальты Западной (лори-ахурянская толща) и Восточной (Камо, Раздан) зон. При этом наиболее низкое положение занимают лори-ахурянские базальты. Образования андезито-базальт - андезит - андезито-дацит - дацитовый ассоциации формируют вытянутый довольно узкий рой, располагающийся между линиями Пеле и Йеллоустонского парка. Наиболее известковисты при этом андезито-базальты основания и вершины Кечутского хребта, щелочность андезит - андезито-дацит - дацитовых образований постоянно возрастает, ареалы фигуративных точек сдвигаются вправо, располагаясь между линиями II-II и III-III. Близкими по кислотности, но наиболее щелочными в этой серии являются туфолавы и туфы ереван-ленинканского типа, ареал распространения средних составов которых занимает среднее положение между вариационными линиями III и IV.

Вулканические образования Восточной зоны характеризуют более однородный состав и повышенная щелочность при равной с андезито-базальтами Западной зоны кремнекислотности и фемичности. При этом так же как и для Западной зоны при переходе от базальт - андезито-базальтовых ассоциаций вулканогенных пород первых двух вулканических этапов Гегамского нагорья к третьему - андезито-базальт - андезито-вому меняется петрохимический характер лав от более щелочных к известково-щелочному. Наибольшей щелочностью характеризуются андезито-базальт - андезитовые лавы Айондзора. В пределах Восточной зоны при общей высокой щелочности относительно более известковистыми оказываются лавы сложных вулканов Далик, Джрбашян.

Разница в химизме вулканитов Западной и Восточной зон (повышенная общая щелочность последних) определяет и различия в составе породообразующих минералов: повышение щелочности обуславливает повышение альбитовой и ортоклазовой составляющей в составе полевых шпатов, а последнее - усиление известковистости и магнезиальности сосуществующих темноцветных минералов.

Этот факт имеет место как в последовательном ряду пород андезито-базальт - дацитовый парагенетической ассоциации, так и при сравнении андезито-базальтовых образований Западной и Восточной вулканических зон и Гегамы и Айондзо-

ра в пределах Восточной зоны. Общим повышением a_{lk} обусловлено повышение соотношения $\frac{\text{Fe}}{\text{Fa}}$ в оливинах базальтов

Гегамского нагорья. Более высокая магнезиальность темноцветных минералов в сосуществовании с плагиоклазами более поздних номеров наблюдается и по оптическим характеристикам минералов вкрапленников (по модальному составу).

Это общее физико-химическое положение имеет место на разных уровнях генерации, и эволюции магматических расплавов: для недифференцированных базальтов — при изначальном повышении щелочности, связанном с различием глубин выплавки магм, для андезито-дацит — дацитовых серий — как результат фракционирования и увеличения щелочности в результате селективного подмешивания сиалического вещества. Во всех случаях повышению щелочности сопутствует увеличение магнезиальности темноцветных минералов (сравним Fe/Fa базальтов района гг. Камо и Раздана и лори-ахурянской толщи), уменьшение плагиоклазового числа
$$(P_1 = \frac{\text{An}}{\text{An} + \text{Ab} + \text{Or}}).$$

Неравновесность условий образования исследуемых вулканитов наглядно демонстрируется диаграммой соотношения в них составов модального и нормативного плагиоклазов в ряду возрастающей кислотности (рис. 62). Наблюдающееся несоответствие составов контрастное для более кислых членов рассматриваемой серии. Вкрапленники вулканитов базальтового и дацитового составов, как правило, представлены одной генерацией, причем различие в составах для базальтов менее, а дацитов — более существенно. В известково-щелочных породах ряда андезито-базальт — андезит выделяются, как правило, две генерации — высокой основности и более поздняя, приближающаяся по составу к нормативной, что свидетельствует о неплавной, ступенчатой реакционной последовательности их выделения.

Для сопоставления путей формирования парагенетических ассоциаций вулканитов обеих структурных зон Армении нами использовалась диаграмма К. Мурата $(\text{MgO} - \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2} - \text{CaO})$ (рис. 63). По Мурату, различие в валовом химическом составе пород вызывается, главным образом, разными соотношениями плагиоклаза, клинопироксена и оливина, $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$ указывает при этом изменение состава плагиоклаза, MgO, CaO учитывают роль оливина, клинопироксена. Состав пород в

Общие (парные коэффициенты корреляции породообразующих окислов

Пары коррелируемых элементов		Парагенетические ассоциации			Пары коррелируемых элементов		Парагенетические ассоциации		
		1	2	3			1	2	3
SiO ₂	TiO ₂	-0,27 /-0,33/	-0,37	-0,62	Fe ₂ O ₃	FeO	-0,48 /-0,42/		
	Fe ₂ O		-0,26	-0,53		MnO ₂	-	+0,40	-
	FeO	-0,62	0,23	-0,24		MgO	-0,35/	-	-
	MnO	-0,38	-0,27	-0,76		CaO	-	+0,33	+0,58
	MgO	-0,30	-0,64	-0,71		Na ₂ O	-	-	-
	CaO	-0,58 -0,30/	-0,75	-0,91		K ₂ O	-	-0,32	-
	Na ₂ O	+0,48 /+0,30/	+0,26	-	FeO	MnO	+0,43	+0,52	+0,56
	K ₂ O	+0,54	+0,85	+0,59		MgO	+0,37 /+0,52/	+0,55	+0,53
	Al ₂ O ₃	-0,43/	-0,38	-0,43		CaO	+0,34 /+0,30/	+0,38	+0,63
TiO ₂	Al ₂ O ₃	-	-	-		Na ₂ O	-	-0,27	-
	Fe ₂ O ₃	-0,43/	+0,40	+0,48		K ₂ O	-	-0,42	-0,55
	FeO	-	+0,53	+0,48	MnO	MgO	-	+0,40	+0,36
	MnO	-	+0,33	+0,55		CaO	+0,44	+0,43	+0,30
	MgO	-	+0,42	+0,48		Na ₂ O	-0,52	-	-
	CaO	-	+0,44	+0,54		K ₂ O	-0,41	-0,47	-0,59
	Na ₂ O	-	-	-		CaO	-	+0,78	+0,65
	K ₂ O	-0,30 /-0,33/	-0,33	-0,56		Na ₂ O	-	-	-
Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	-	-	-	MgO	K ₂ O	-0,51 /-0,45/	-0,70	-0,66
	FeO	-	-	-		Na ₂ O	-	-	-
	MnO	-	-	+0,43		K ₂ O	-	-0,81	-0,52
	MgO	-0,30/	-	+0,48		Na ₂ O	K ₂ O	+0,28	+0,30
	CaO	-	-	-					
	Na ₂ O	-	-	+0,47					
	K ₂ O	-	-	-					

Примечание: парагенетические ассоциации вулканических образований: 1 - долеритобазальтовая; 2 - андезит-базальт - андезит - андезит-дацит - дацитовая; 3 - андезит-базальт - андезитовая. Приведены только значимые коэффициенты корреляции /95%-ный уровень значимости/. Объем выборки: $n_1=55$, $n_2=36$, $n_3=52$.

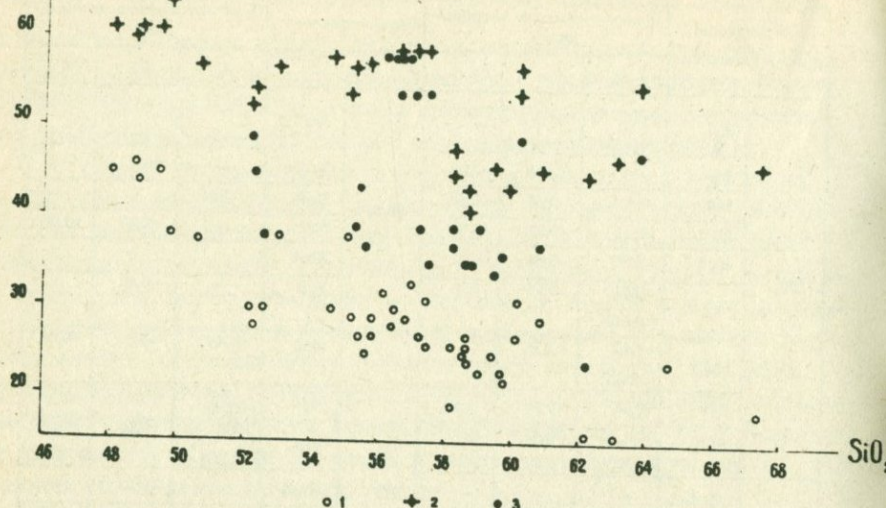


Рис. 62. Соотношение составов нормативного и модального плагиоклазов в верхнеплиоцен-четвертичных лавах Армении в зависимости от их кислотности. Нормативный плагиоклаз (1), модальный плагиоклаз: ранние генерации (2), поздние генерации (3).

этой системе меняется линейно в результате дифференциации и фракционирования клинопироксена. В целом все исследуемые породы формируют ряд, вытянутый под углом 45° , т.е. обнаруживается пропорциональность в изменении составов плагиоклаза, оливина, и клинопироксена. Однако отчетливо проявляется разрыв в направленности процесса между образованиями андезит-базальт - андезитового и андезит - андезит-дацитового составов. Выделяется на диаграмме и ранее отмечавшееся увеличение колебаний состава вулканитов дацитового ряда. Базальт - андезит-базальт - андезитовая ассоциация пород Гегамского нагорья и андезит-базальт - андезитовая Айюцдзора располагаются в пределах ряда между ареалами точек андезит-базальтов и андезит-дацит - дацитов, причем ареал точек Айюцдзора смещен вправо на обеих частях диаграммы, т.е. вулканиты Айюцдзора характеризуются большими

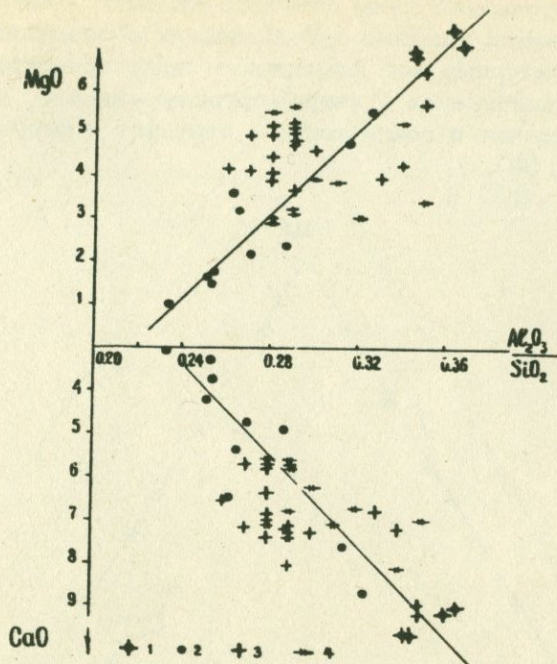


Рис. 63. Диаграмма К. Мурата $\left(\text{MgO} - \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2} - \text{CaO}\right)$ для верхнеплиоцен-четвертичных лав Складчатой зоны Армении.
 1 - долеритовые базальты Западной вулканической зоны;
 2 - андезито-базальт - андезит - андезито-дацит - дацито-
 вая парагенетическая ассоциация лав Кечутского нагорья;
 3 - базальт - андезито-базальт - андезитовая ассоциация лав
 Гегамского нагорья; 4 - андезито-базальт - андезитовые ла-
 вы Айюцдзора.

значениями $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$ при той же известковистости и магне-
 зильности по сравнению с вулканитами Гегамы. Рассеяние
 вокруг линии тренда для образований этих ассоциаций значи-
 тельное. Причем интересно то, что точки вулканитов Гегам-
 ского нагорья размещены слева, а Айюцдзора - справа от ли-
 нии тренда андезито-базальт - андезит - андезито-дацит -
 дацитовый серии Кечутского хребта (исключение составляют

более известковистые лавы сложного вулкана (Далик).

Ход изменения химизма вулканических образований обеих главных структурных зон Армении наглядно обнаруживается на тройных диаграммах – кварц – ортоклаз – альбит, анортит – альбит – ортоклаз и волластонит – энстатит – ферросилилит (рис. 64, 65, 66).

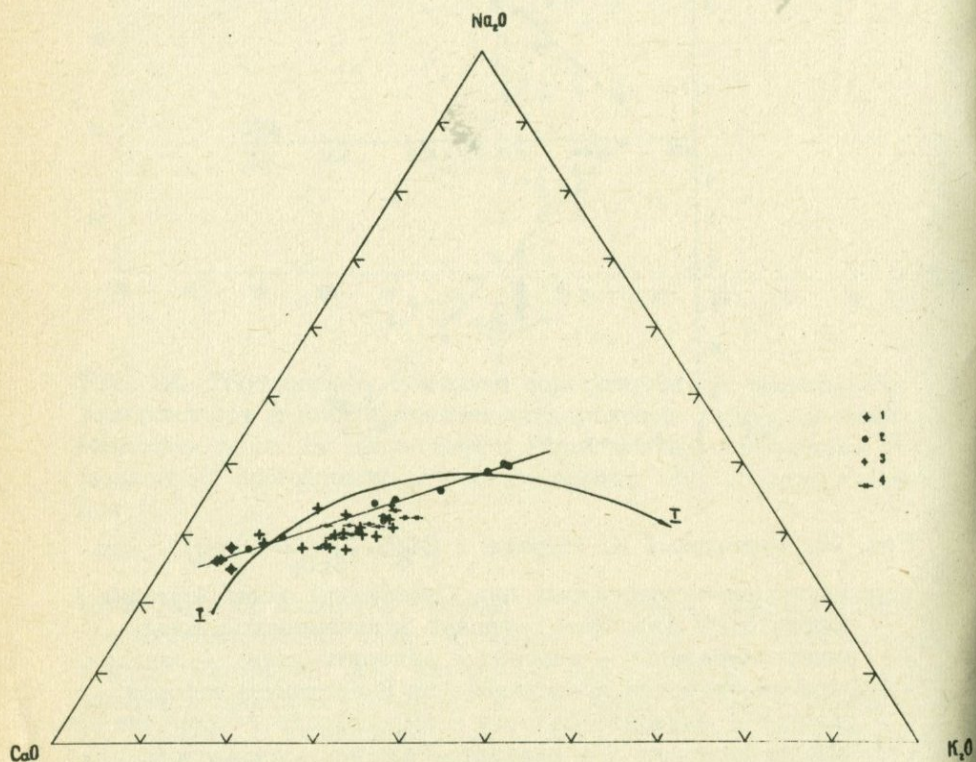


Рис. 64. Диаграмма ($\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$) для верхнеплиоцен-четвертичных лав Армении. 1 – долерито-базальтовая ассоциация вулканических пород; 2 – андезито-базальт – андезит – андезито-дацит – дацитовая ассоциация вулканических пород Кечутского нагорья; 3 – базальт – андезито-базальт – андезитовая ассоциация вулканических пород Гегамского нагорья; 4 – андезито-базальт – андезитовая ассоциация вулканических пород Айцдзора; 1-1 – вариационная кривая средних составов пород в ряду базальт – андезит – дацит – липарит.

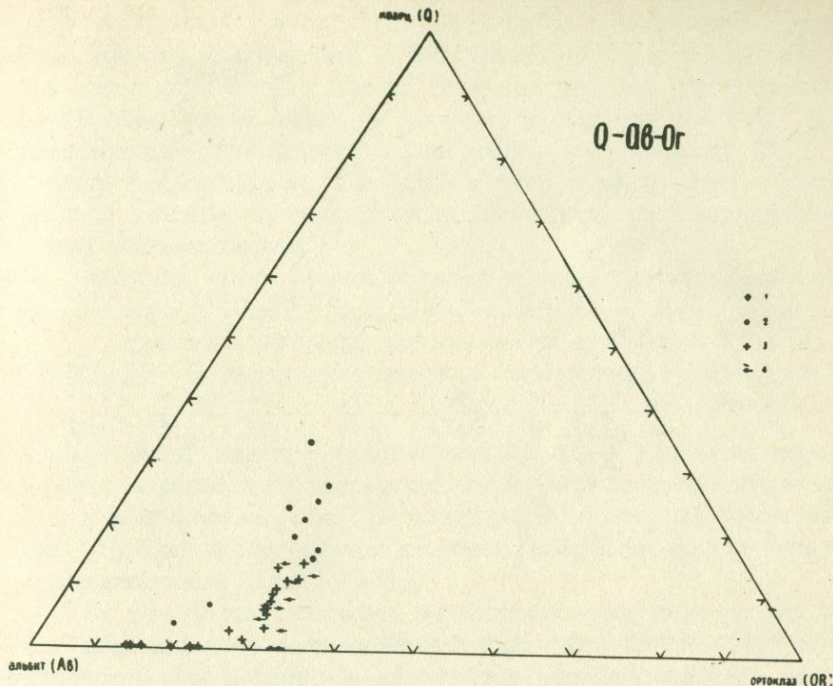


Рис. 65. Диаграмма Н. Л. Боуэна и Таттла (Q-Or-Ab) для верхнеплиоцен-четвертичных лав Армении. Условные обозначения те же, что и на рис. 65.

Эволюция состава лав трех исследуемых структурных подзон — Кечутской, Гегамской, Айюцзорской — выражается на диаграмме Боуэна и Таттла (Q-Ab-Or) в последовательном возрастании кремнекислотности от существенно бескварцевых к кварцсодержащим образованиям. Вариационные линии Кечутского хребта, Гегамы и Айюцзора последовательно смещаются вправо в связи с усилением общей щелочности и доли калия в ней. В этом же направлении уменьшается степень дифференцированности вулканических продуктов.

Такая же направленность обнаруживается в изменении составов плагиоклазов (диаграмма Ab-An-Or) и клинопирок-

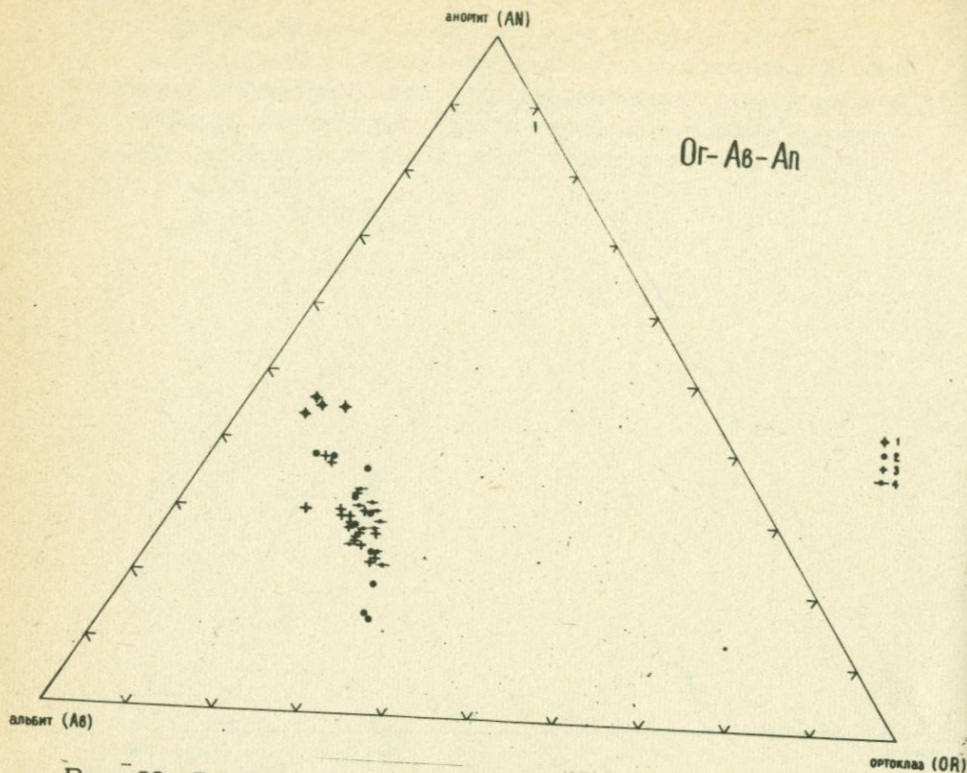


Рис. 66. Диаграмма ($An-Ab-Or$) для верхнеплиоцен-четвертичных лав Армении. Условные обозначения те же, что и на рис. 65.

сена ($Wo-En-Fs$). Отмечается прогрессивное понижение номеров плагиоклаза, повышенная щелочность их в вулканитах Восточной зоны в сравнении с Западной и различие удельных весов ортоклазовой и альбитовой составляющей при равной общей щелочности для лав Гегамской и Айодзорской структурных подзон. Изменение составов нормативного клинопироксена определяется сосуществующими парагенезисами $O1-Rx-R1$. Изменение составов плагиоклазов происходит гораздо быстрее, а соотношение магнезиальной и железистой составляющей фемических минералов — более медленно, причем главное значение для них имеет ступенчатая реакционная последо-

вательность выделения. В соответствии с представлениями Д. С. Коржинского о подвижности щелочей, повышение содержаний Na_2O в системе $\text{An}-\text{Ab}-\text{Di}$ благоприятствует образованию плагиоклаза и расширяет его поле со сдвигом эвтектической точки $\text{Ab}-\text{Di}$ и котектической линии. Повышение содержания щелочей приводит к вытеснению CaO из анортитового компонента в плагиоклазах и переходу CaO в фемические минералы, вследствие чего в вулканитах в равновесии с кислым плагиоклазом кристаллизуется клинопироксен, часто магнезиальный.

Интересно сопоставить поведение основных породообразующих (MgO , CaO , $\text{SF}=\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$, $\text{alk}=\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, SiO_2)

окислов, типоморфных элементов-примесей (Cr , Ti , Mo , Rb , Pb и характеристических геохимических отношений ($\frac{\text{K}}{\text{Na}}$, $\frac{\text{K}}{\text{Rb}}$, $\frac{\text{Mg}}{\text{Li}}$, $\frac{\text{Ti}}{\text{Mn}}$, $\frac{\text{Cr}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$, $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$) относительно изменения индекса кристаллизации si Куно для выделенных парагенетических ассоциаций неовулканитов Армении с целью выявления специфических черт отдельных генетических ассоциаций при равной степени фракционирования продуктов вулканизма (рис. 67-71).

Ход изменения основных петрохимических параметров выявился отличным: для MgO , CaO , alk устанавливается когерентность для комплекса вулканитов всех ассоциаций, согласованность трендов (возрастание MgO , CaO и снижение alk (с увеличением si), для SiO_2 и SF разброс вокруг линии главной тенденции значительно возрастает для базальт-андезито-базальт - андезитовой и андезито-базальт - андезитовой ассоциации. Отчетливо проявляется повышение общей щелочности их вулканических продуктов и усиление в ней удельного веса калия. Причем отчетливо проявляется избыточность, некогерентность $\frac{\text{K}}{\text{Na}}$ и si .

Приведенные данные (рис. 69) выявляют также определенную роль фракционирования в распределении Cr во всей исследуемой серии неовулканитов. Поведение Ti оказывается при этом аналогичным SF , т.е. наблюдается понижение его содержаний (при том же si) в более щелочных (калийевых) вулканитах андезито-базальт - андезитовой ассоциации Айондзора.

Поведение Mo и Rb не связывается со степенью фракционирования рассматриваемых вулканических продуктов. Рас-

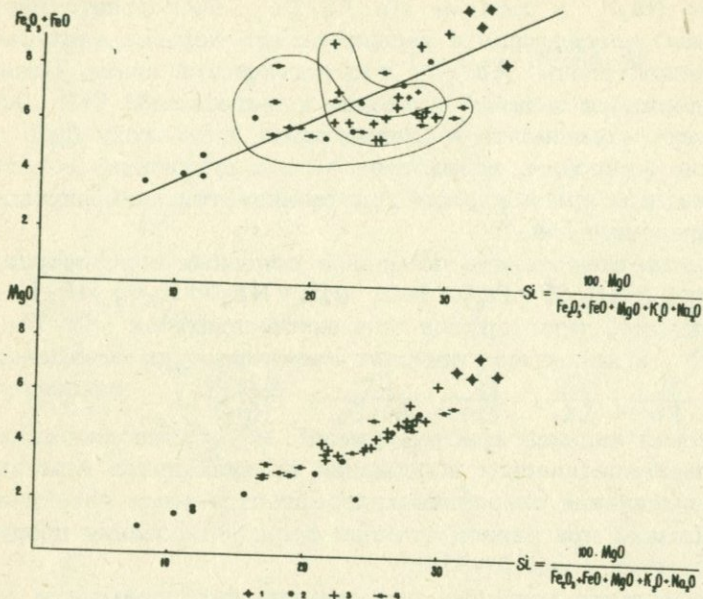


Рис. 67. Корреляция содержаний породообразующих окислов $SF = (Fe_2O_3 + FeO)$, MgO и индекса затвердевания si Куно для верхнеплиоцен-четвертичных лав Армении. 1 - ассоциация долеритовых базальтов; 2 - ассоциация андезитов-базальт-андезит - андезитов-дацитов Западной вулканической зоны; 3 - ассоциация базальт - андезитов-базальт - андезитов Гегамского нагорья; 4 - ассоциация андезитов-базальт - андезитов Айоцдзора (Восточная вулканическая зона).

пределение Mo некогерентно si и, как показали дополнительные исследования, не связывается также ни со щелочностью вулканитов, ни с количеством, ни с составом выделявшихся плагиоклазов. Распределение же Rb специфично и отлично для каждой вулканической ассоциации - минимальное для долеритов-базальтовой и андезитов-дацит - дацитовой и более высокое для андезитов-базальт - андезитовых членов рядов. В общем содержания Rb повышаются в образованиях с более высоким $\frac{K}{Na}$.

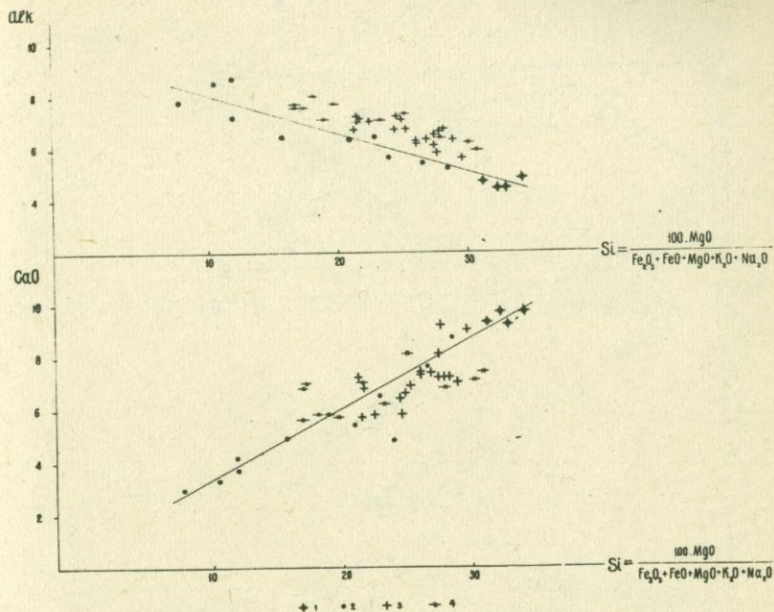


Рис. 68. Корреляция содержаний CaO , $\text{alk} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и индекса затвердевания Si Куно для верхнеплиоцен-четвертичных лав Армении. Условные обозначения те же, что и на рис. 67.

Для характеристических геохимических отношений устанавливается в целом хорошо выраженная тенденция к возрастанию $\left(\frac{\text{Mg}}{\text{Li}}, \frac{\text{K}}{\text{Rb}}, \frac{\text{Cr}}{\text{Al}_2\text{O}_3}\right)$ или убыванию $\left(\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}, \frac{\text{Ti}}{\text{Mn}}\right)$ согласно увеличению Si .

Интересна при этом эволюция изменения $\frac{\text{Cr}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ и $\frac{\text{Ti}}{\text{Mn}}$, являющихся, по мнению некоторых исследователей, индикаторами глубинности магматических очагов. Рассматриваемые ассоциации вулканических пород формируют довольно узкую полосу точек, в которой парагенетические ассоциации пород сменяют друг друга: наиболее высокими значениями характеризуются

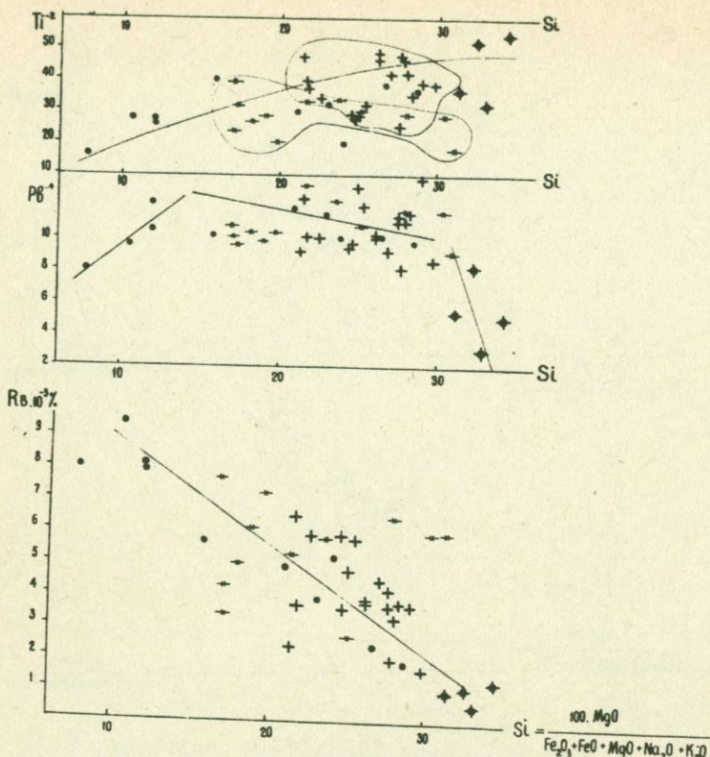


Рис. 69. Корреляция типоморфных элементов-примесей $Ti \cdot 10^{-2}$, $Pb \cdot 10^{-4}$, $Rb \cdot 10^{-3}$ (вес.%) и индекса затвердевания Куно (Si) для верхнеплиоцен-четвертичных лав Армении. Условные обозначения те же, что и на рис. 67.

ются долеритовые базальты, затем базальт-андезито-базальт-андезиты Гегамского нагорья, андезито-базальт - андезиты Айюцдзора, и андезито-базальт - дациты Кечутского поднятия. Группы точек, представляющие сложные вулканы Джрбашян и Далик, характеризуются более высокими значениями $\frac{Cr}{Al_2O_3}$, чем соответствующие им петрографические ассоциации неовулканитов.

Таким образом, исследование влияния степени фракционирования лав (по величине индекса Куно Si) на поведение

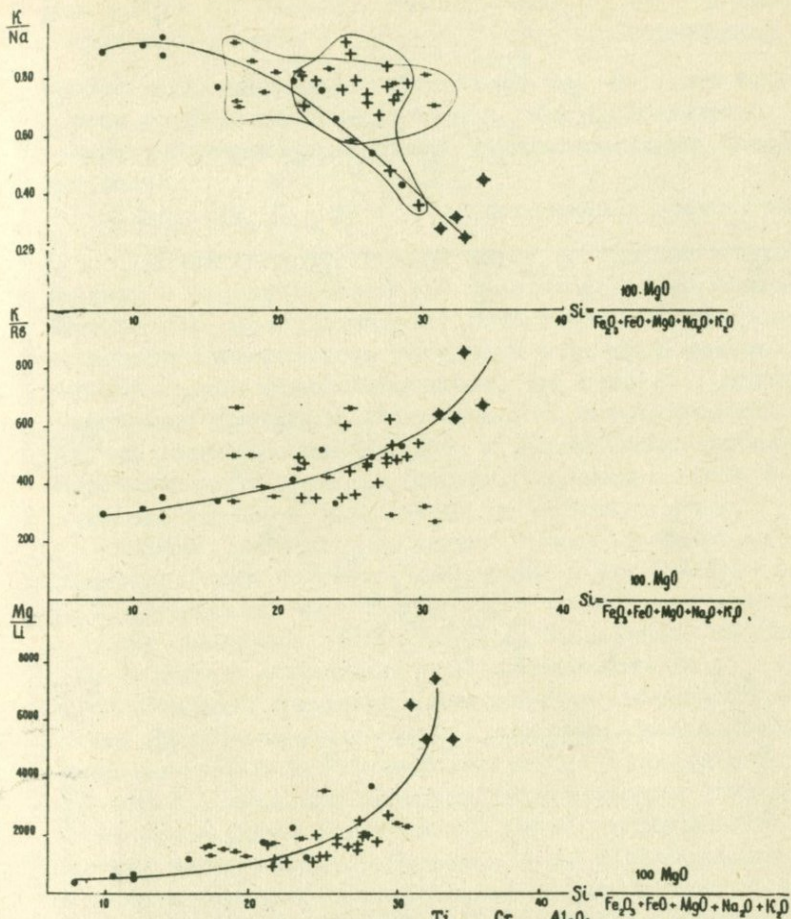


Рис. 70. Корреляция отношений $\frac{Ti}{Mn}$, $\frac{Cr}{Al_2O_3}$, $\frac{Al_2O_3}{MgO}$ и индекса Куно (Si) для верхнеплиоцен-четвертичных лав Армении. Условные обозначения те же, что и на рис. 67

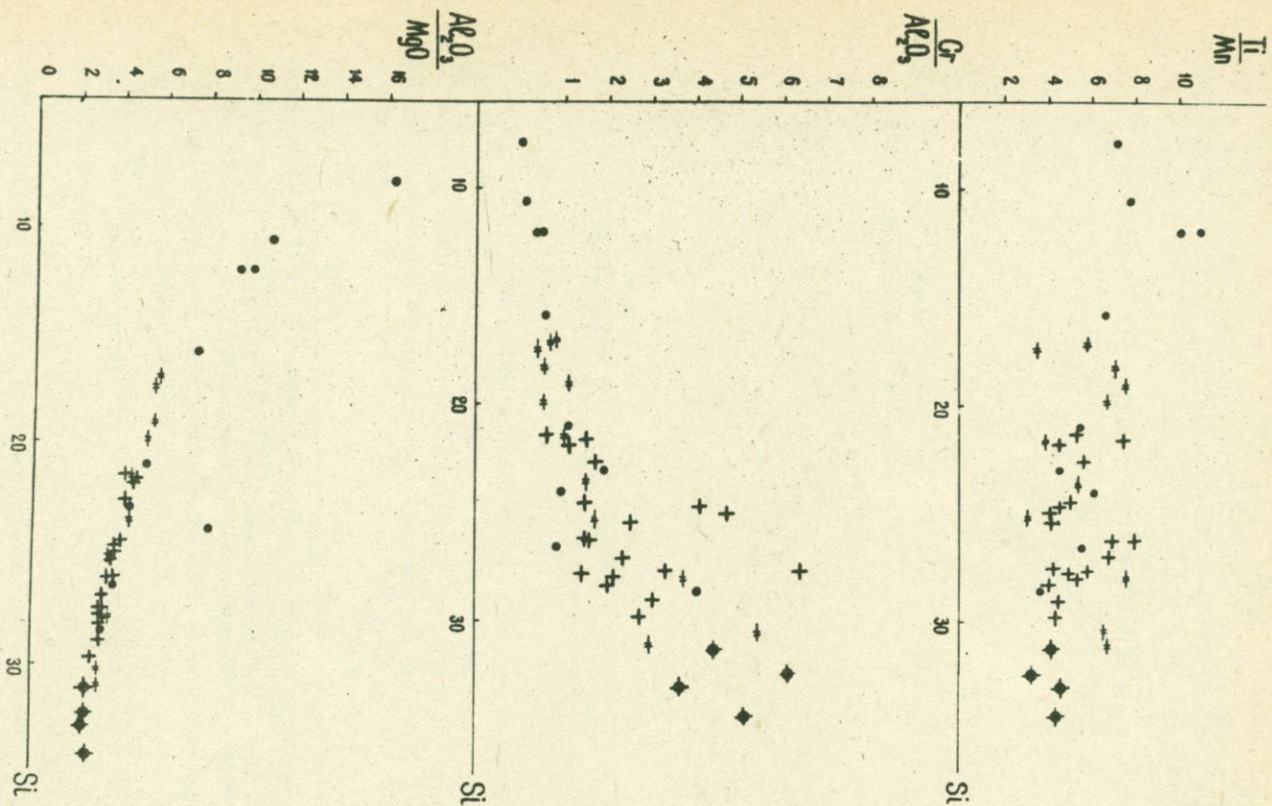


Рис. 71. Корреляция соотношений $\frac{\text{Ti}}{\text{Mn}}$, $\frac{\text{Cr}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$, $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$ и индекса Куно (si) для верхнеплиоцен-четвертичных лав Армении. Условные обозначения те же, что и на рис. 67.

главных порообразующих элементов-примесей и их соотношений позволяет выделить две группы среди исследованных параметров и две группы факторов, определяющих их поведение. MgO (в меньшей степени CaO), Cr и связанные с ними соотношения $\left(\frac{Cr}{Al_2O_3}, \frac{Al_2O_3}{MgO} \right)$ обнаруживают очень тесную корреляционную зависимость от Si как группа элементов глубинного происхождения, чье распределение в дальнейшем определяется степенью фракционирования родоначальных магм.

SiO_2 , alk , $\frac{K}{Na}$, SF показывают значительный разброс значений вокруг главной линии тренда для образований базальт – андезито-базальт – андезитовой и андезито-базальт – андезитовой парагенетических ассоциаций. Здесь усиливается нескоррелированность поведения этих компонентов с поступательным ходом фракционирования, что связано, видимо, с локальными условиями становления их магматических камер, очагов, взаимодействием магм с вмещающими породами (селективная контаминация), наряду с имевшим место фракционированием первично базальтовой по составу магмы.

В целом "главную тенденцию" процесса эволюции магм в изученных структурно-тектонических зонах Армении следует интерпретировать как "боуэновский тренд" – скоррелированное в целом поведение SiO_2 , Al_2O_3 и щелочей, противопоставляемое тесной ассоциации тугоплавких окислов.

Особенности эволюции неовулканизма складчатой зоны Армении в целом и отдельных ее структурных зон особенно наглядно выступают на тройной диаграмме Уэджера и Дира ($MgO-SF-alk$), куда для сравнения вынесены поле гиперстенной серии пород Изу-Хаконе (по Х. Куно), вариационные линии средних типов пород по Р. Дели (1-1) и известково-щелочных серий молодых орогенических поясов восточной части Центральной Сьерра-Невады (II-II), нагорья Медисин-Лейк (III-III), района Лассен-пик (1У-1У) (рис. 60). Обращает на себя внимание тот факт, что ассоциации всех названных вулканических серий внутриконтинентальных складчатых областей довольно тесно ложатся в поле гиперстенной серии Куно и имеют направление дифференциации, близкое к таковому для средних составов пород по Р. Дели.

Ассоциации неовулканитов Армении располагаются при этом в нижней части поля, отличаясь несколько большей маг-

незиальностью от других приведенных серий. Образования Западной структурно-тектонической зоны формируют протяженный эволюционный ряд от мантийных долеритовых базальтов через андезито-базальт - андезитовую к андезито-дацит - дацитовым ассоциациям синтектического типа. Базальт - андезито-базальт - андезитовые и андезито-базальт - андезитовые ассоциации Восточной зоны в общем отличаются от аналогичных членов серий Западной зоны повышенной магнезиальностью и щелочностью (для более основных членов ряда).

Приведенные на рис. 72 зависимости концентраций некоторых петрогенных и примесных элементов (Fe, Mg, K, Na, Cr, Ni, Co, V, Li, Rb) от степени дифференцированности рассмотренных неовулканических серий по функции Ноккольдса $f = \left[\left(\frac{1}{3} \text{Si} + \text{K} \right) - (\text{Ca} + \text{Mg}) \right]$ обнаруживают удивительную общность - одинаковые направления трендов, достаточно узкий коридор изменения.

Породы андезито-базальт - дацитовой серии Западной зоны Армении при этом выделяются несколько повышенной железистостью, пониженными содержаниями K и Li и повышенными Rb конечных производных. И тренд фракционирования выражен у них более круто. Последнее, видимо, является следствием того, что в нашем случае представлен действительно последовательный ряд изменений в пределах одной структурно-фациальной зоны, т. е. наблюдается эволюция одного участка коры (или очага), на полнее раздифференцированных продуктах. Сопоставляемые же линии дают некоторую обобщенную картину (разные представители взяты из территориально разобнесенных участков разреза).

Для всех исследуемых серий мы имеем монотонное, близкое к линейному снижение содержаний элементов группы и возрастание щелочности с увеличением степени дифференцированности пород. Mg, Fe, Ni, Cr, Co, V в каждой серии ведут себя в общем одинаково, и количества их постепенно уменьшаются с увеличением кислотности пород. Количества K, Na, Rb, Li увеличиваются в том же направлении. Содержания Cr, Ni, Co относительно более высокие в более магнезиальных сериях - Крейтер-Лейк, Кечутского хребта, уменьшаются последовательно, когда магма становится менее магнезиальной. Поведение K одинаково во всех сериях. В этих сериях K все время остается в относительно ма-

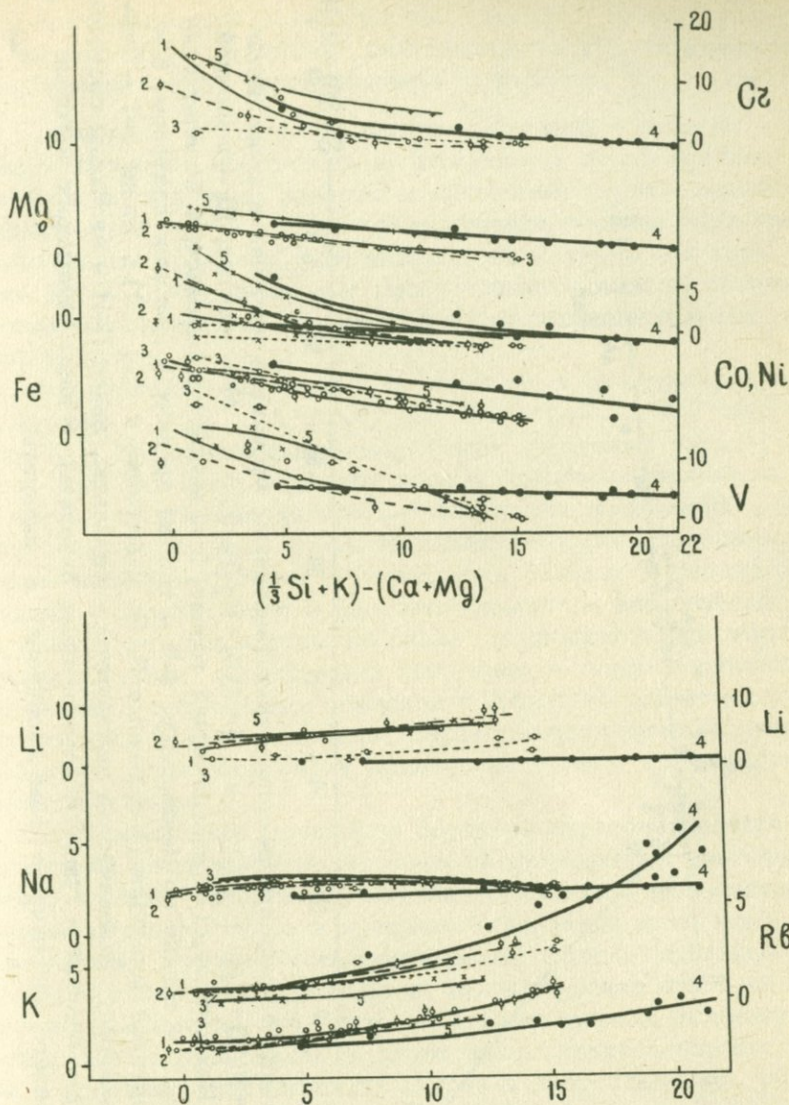


Рис. 72. Вариационные кривые распределения химических элементов в сериях известково-щелочных горных пород: 1 – Лассен-пик; 2 – Медисин-Лейк; 3 – Восточная часть центральной Сьерра-Невады; 4 – Западная вулканическая зона Армении; 5 – Крейтер-Лейк.

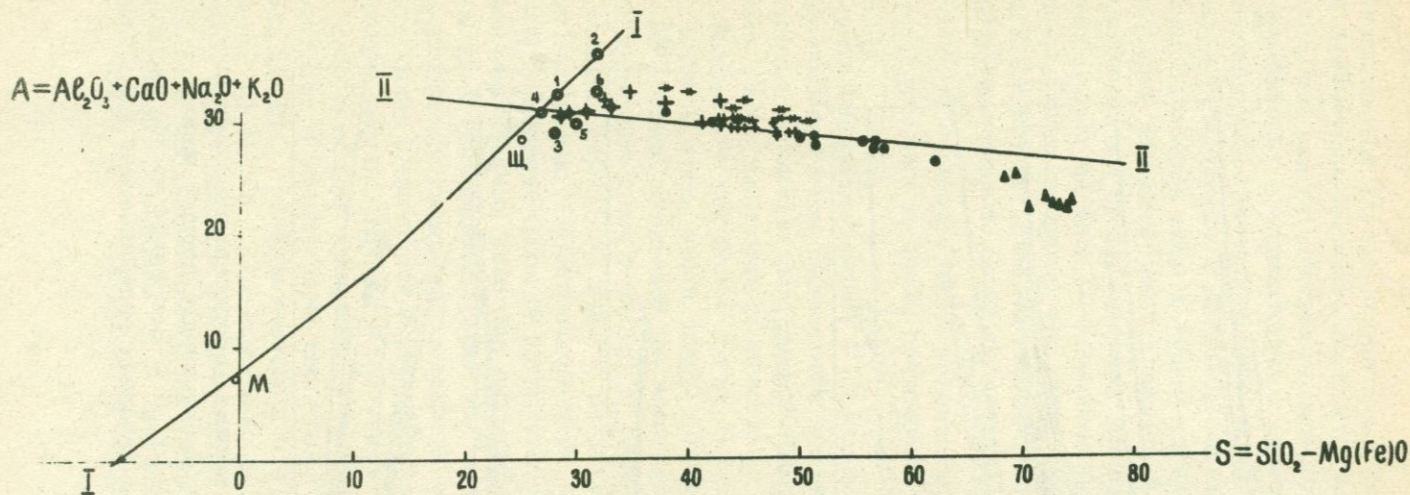


Рис. 73. Положение составов верхнеплиоцен-четвертичных эффузивов Армении в координатах $A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$ и $S = SiO_2 - Mg(Fe)O$. М - мантия, Щ - щелочной базальт по С. Ноккольдсу, 1 - океанический толеит, 2 - высокоглиноземистый базальт срединных хребтов, 3 - толеит по Ноккольдсу, 4-5 - траппы древних и молодых платформ, 6 - базальты андезитовой формации (1-6 данные Л. В. Дмитриева и др., (52)). Линия 1-1 - комплементарность в ряду: океанические перидотиты - базальты, линия II-II - эволюция составов в ряду: базальт - андезит - гранит. ♦ - долеритовые базальты; + лавы Гегамского нагорья; • - лавы Кечутского нагорья; + лавы Айюцдзора; ▲ липариты.

лом количестве. Кривые Rb и K параллельны во всех сериях, это указывает на постоянство K/Rb . В Кечутском хребте для наиболее кислых членов параллелизм нарушается, закономерно в ходе дифференциации снижается $\frac{K}{Rb}$. То есть

все отмеченные особенности андезито-базальт - андезит - андезито-дацитовый ассоциации вулканогенных пород Армении свойственны и другим известково-щелочным сериям андезито-базальт - андезит - дацит - липаритового состава внутриконтинентальных орогенов, развившимся на материковой коре (рис. 60, 72), что позволяет распространить выводы генетического характера на образования внутриконтинентальных орогенов в целом.

При сведении всех данных по химизму в диаграмму с координатами $A-S$ ($A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$, $S = SiO_2 - Mg(Fe)O$) (рис. 73) верхнеплиоцен-четвертичные эффузивы складчатой зоны Армении образуют единый комплементарный ряд от чистых мантийных долерито-базальтовых ассоциаций к синтектическим сложным дифференциационно-ассимиляционным сериям андезито-базальт - дацитового, базальт - андезито-базальт - андезитового и андезито-базальт - андезитового составов. Чуть выше главной линии отклоняется при этом группа составов, обогащенных щелочами, - парагенетические ассоциации вулканитов Гегамской и Айодзорской структурных подзон. "Чистые коровые" образования липарит - липарито-дацит - дацитовой серии ложатся на правый край комплементарной линии.

Комплементарное положение составов парагенетических ассоциаций неовулканитов Армении на приведенной диаграмме рисует картину единого естественного развития вулканизма позднеорогенного цикла в пределах складчатой зоны Армении с развитым гранито-метаморфическим слоем: глубинные выплавки долеритовых базальтов, существование очага на границе кора - мантия при резко восстановительных условиях среды магнезиального образования и затем эволюционирование составов в условиях понижающихся глубин и возрастающего pO_2 при разной степени плавления силикатного вещества и подмешивания его при продвижении теплового фронта к поверхности.

Синтектические ассоциации вулканических образований составляют линейный ряд, занимая промежуточное положение между чистыми мантийными коровыми образованиями.

Таким образом, рассмотренные петрографические серии или

ассоциации вулканических пород, представляющие структурно и территориально сопряженные комплексы, образуют естественные комагматические сообщества вулканитов, закономерно проявляющихся в ходе тектонического развития Армянской складчатой зоны.

Нами были рассчитаны линейные парагенезисы породообразующих окислов для естественных парагенетических ассоциаций неовулканитов главных структурных зон Армении: долерито-базальтовой, андезито-базальт - андезит - андезито-дацит - дацитовой и андезито-базальт - андезитовой (табл. 62, 63).

Методика изучения линейных корреляционных связей между породообразующими элементами горных пород разработана А. Б. Вистелиусом (14) и неоднократно использовалась в ра-

Таблица 63

Множественные коэффициенты корреляции породообразующих окислов

Коррелируемые группы окислов	Парагенетические ассоциации вулканических пород		
	1	2	3
$\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}$	0,68	0,85	0,64
$\text{SiO}_2 - \text{CaO}, \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}$	0,80	0,86	0,93
$\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{FeO}, \text{MnO}, \text{MgO}, \text{CaO}$	0,84	0,76	0,96
$\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}$	0,50	0,84	0,57
$\text{MgO} - \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{FeO}, \text{MnO}$	0,28	0,67	0,55

Примечание: парагенетические ассоциации вулканитов: 1 - долерито-базальтовая; 2 - андезито-базальт - андезит - андезито-дацит - дацитовая; 3 - андезито-базальт - андезитовая.

ботах Иванова (34, 35) Грузы (27, 28), В. А. Кутолина (52, 53) и др. Для исключения искажающего влияния процентных пересчетов содержания каждого породообразующего элемента нормировались на сумму процентных содержаний кислорода в анализе ($\frac{\text{Si}}{0}, \frac{\text{Ti}}{0}, \frac{\text{Al}}{0}$ и т. д.), что, согласно теореме Вистелиуса-Сарманова (14), обеспечивает выявление ис-

тинный корреляционной связи. В соответствии с этой методикой нами подсчитаны общие (парные) коэффициенты корреляции (r) и коэффициенты множественной корреляции, оценивающие силу связи $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O, K}_2\text{O}$; $\text{SiO}_2\text{-CaO, Na}_2\text{O, K}_2\text{O}$;

$\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3, \text{FeO, MgO, MnO, CaO}$; $\text{CaO-Na}_2\text{O, K}_2\text{O}$ (табл. 62, 63). Рассмотренные корреляционные соотношения отличаются по силе и характеру связей для вулканических образований разного генетического типа.

Наименьшее количество значимых корреляционных связей свойственно ассоциации мантийных долеритовых базальтов: это группа отрицательных связей $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2, \text{FeO, MnO, MgO, CaO}$; $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-FeO}$ и положительных $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O, K}_2\text{O}$; FeO-MgO, MnO, CaO . Наиболее сильные связи ($r > 0,50$) образует SiO_2 с закисным железом ($r = -0,60$) и щелочными окислами ($r_{\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}} = +0,49$, $r_{\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}} = +0,54$).

Для парагенетических ассоциаций синтектических магм — андезито-базальт — андезит — андезито-дацит — дацит, андезито-базальт — андезит — усиливается контрастность распределения окислов, общее количество значимых корреляционных связей возрастает. Для SiO_2 наблюдаются отрицательные корреляционные связи с TiO_2 , глиноземом, известью, феррическими окислами и положительные с $\text{K}_2\text{O, Na}_2\text{O, TiO}_2$ обнаруживает отчетливые положительные корреляционные связи с феррическими окислами и CaO и отрицательные с K_2O . Для двухвалентных окислов FeO, MgO, MnO и CaO проявляется положительная корреляция друг с другом, а K_2O связан с каждым из компонентов этой группы отрицательной связью. Щелочные Na_2O и K_2O не имеют устойчивых значимых связей друг с другом.

Объективность выделенных устойчивых корреляционных зависимостей подтверждается сопоставлением с данными В. А. Кутолина (53) для долерит-базальтовой вулканической ассоциации (приведены в скобках колонки 1 табл. 62).

Как видно из табл. 62, кремнезем образует качественно аналогичные связи в вулканитах всех рассмотренных ассоциаций — отрицательные с компонентами групп $\text{Fe-Mg, CaO, TiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3$ и положительные со щелочными компонентами. Корреляцию такого же рода обнаруживает кремнезем и в кислых эффузивах, стеклах кислого состава и гранитах (27, 28), в породах спилито-кератофировой формации, в андезито-базаль-

тах Камчатки (35), что, видимо, обуславливается физико-химическими закономерностями, общими для всех магматических образований, и, в частности, строением силикатных расплавов. (Такие расплавы состоят из кремнекислородных тетраэдров которые могут соединяться только вершинами через общие кислородные атомы (53). При введении в расплав других катионов связь $Si-O-Si$ разрывается и образуется связь $Si-O-Me$, что приводит к отрицательной корреляции кремнезема и других металлов в данном объеме расплава).

В недифференцированных расплавах эти связи выражены слабее; с усилением дифференцированности расплавов усиливаются и антагонистические связи SiO_2 с другими окислами.

Для дифференциационно-ассимиляционных ассоциаций вулканитов характерными оказываются положительные корреляционные связи TiO_2 с фемическими окислами и известью, закисного железа с MnO , MgO , CaO сильно проявленный антагонизм K_2O по отношению к FeO , MgO и извести.

Все выявленные корреляционные связи имеют генетический характер и определяются физико-химическими условиями формирования и последующего существования рассмотренных естественных парагенетических ассоциаций вулканических пород: в условиях значительных глубин при недостатке кислорода (высокая степень обратной корреляции SiO_2-FeO) для долеритовых базальтов и понижения глубин магматических очагов при прогрессирующем возрастании кислородного потенциала для андезито-базальт - дацитовых и андезито-базальт - андезитовых серий (усиление антагонистических связей для кремнезема, K_2O и ассоциирующих связей, по терминологии Грузы В. В., - для TiO_2 с Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO и фемических компонентов между собой).

Причем небезынтересен факт сходства характера и силы корреляционных связей порообразующих компонентов в обеих парагенетических вулканических ассоциациях синтектического типа, хотя в одной из них - андезито-базальт - дацитовой сильнее проявлено повышение кислотности (до дацитов) продуктов извержений, а для другой характерно повышение щелочности.

Видимо, это объясняется тем, что степень фракционирования, разделения компонентов в ходе эволюции вулканических серий определяется, в первую очередь, окислительными условиями в магме, а последние зависят не только от активнос-

ти кислорода, но и от температуры магмы, содержания в ней щелочей и летучих. Р. Б. Дуглас, П. Нат и др. (115) установили, что активность кислорода в расплаве заметно возрастает при повышении содержания щелочного металла, причем калий в этом отношении превосходит натрий. Повышение щелочности (особенно по K_2O) вулканитов Восточной структурной зоны обеспечивало режим окисленности и соответственного разделения компонентов, аналогичный (по градиенту, естественно, а не по диапазону) создаваемому воздействием усиления кислотности.

Таким образом, различие типов и петрохимических особенностей вулканических ассоциаций двух пограничных вулканических зон — Западной и Восточной — обусловлено различными геодинамическими условиями перемещения магматических расплавов (103) из первичных очагов в верхние этажи земной коры.

В Транскавказской зоне миграция первичных расплавов снизу вверх происходила широким фронтом при медленном перемещении магматического очага путем постепенного обрушения и проплавления подошвы пород коры. Иначе говоря, пространство для внедряющейся магмы готовилось путем опускания нижележащих пород, т. е. путем как бы обмена местом между кристаллическим цоколем и магмой.

В Восточной зоне вулканизма миграция магматических расплавов происходила путем прямого их перемещения из первичных очагов до верхних структурных этажей земной коры до относительно узким линейно вытянутым структурам типа разломов глубинного заложения (103, 105). Последние при переходе из жесткого консолидированного субстрата в вышележащие слои осадочного чехла, постепенно суживались и выклинивались, создавая благоприятные условия для образования вторичных магматических очагов на границе пород с различными механическими свойствами.

Линейное расположение центров вулканической активности Восточной зоны, особенно отчетливо выраженное на Гегамском нагорье, указывает на то, что основные магмоподводящие структуры представляли линейные разломы глубинного заложения северо-запад — юго-восточного простирания. С другой стороны, моногенный тип активности и многовыходной ареальный характер вулканизма позволяют утверждать, что извержения происходили не в прямой связи с основными маг

моподводящими структурами, а через промежуточные локальные очаги, возникавшие на пути движения магмы на границе пород с различными плотностными и механическими свойствами.

Резюмируя, можно подчеркнуть следующие главные выводы: вулканизм Армении контролировался двумя смежными структурами – Транскавказским поперечным поднятием и Анкавано-Сюникским глубинным разломом. Первая из структур простирается в меридиональном направлении, а вторая – в северо-запад – юго-восточном. Приуроченные к каждой из структур зоны вулканизма характеризуются специфическими феноменологическими особенностями вулканических проявлений, присущими им парагенетическими ассоциациями вулканических образований, петрографическими и геохимическими характеристиками типов вулканических продуктов. Частные особенности вулканизма и вулканических образований контролируются подчиненными главным структурам вулкано-тектоническими подзонами. Петрохимические различия материала базальтовых расплавов в каждой из вулкано-тектонических подзон указывают на их связь с разноглубинными камерами и расплавленными карманами верхней мантии. Величина расплавленных камер верхней мантии, по геофизическим данным (124), не превышает нескольких десятков километров, что хорошо согласуется с размерами отдельных блоковых структур, представляющих вулкано-тектонические подзоны Армении.

Все вулканические образования представляют производные трех генетических типов магм: материнских – мантийных, первичных – коровых и мантийно – коровых (дифференциационно-ассимиляционных). Наиболее распространены вулканы последнего типа.

Особенности генерации и эволюции магматических расплавов и закономерности пространственного размещения вулканических ассоциаций контролируются тектоническими факторами, предопределившими геодинамические условия вулканизма и длительность вулканических процессов.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД
АРМЕНИИ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ
ПАРАМЕТРАХ

1. Исследование скоростей упругих волн вулканических пород в условиях высоких давлений

Для геологической интерпретации геофизических данных, относящихся к недоступным непосредственному наблюдению глубинам Земли, необходимо создание петрофизических эталонов пород, которые могут входить в состав глубинных горизонтов Земли. Решение этой задачи основано на систематическом исследовании физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах. До настоящего времени исследований подобного рода проводилось сравнительно немного. Наиболее детально изучены в условиях высоких давлений скорости продольных волн главным образом в интрузивных и метаморфических породах. Как и для большинства интрузивных и магматических горных пород, скорость продольных волн в вулканических породах (табл. 64) при воздействии давления увеличивается. Наиболее интенсивное ²увеличение скорости происходит в интервале 0–1000 кг/см², а затем скорость изменяется более плавно, причем значения скоростей продольных волн в липаритах и дацитах значительно ниже, чем в андезито-базальтах и базальтах.

Сравнительно небольшое количество работ посвящено исследованию зависимости упругих свойств горных пород от температуры. Имеющиеся данные (17) свидетельствуют об уменьшении скорости продольных волн в базальтах при увеличении температуры.

Еще меньше работ касается изучения скорости упругих волн при совместном воздействии давления и температуры (100). Хьюзом и Мореттом (100) изучалось влияние давления и температуры на скорости упругих волн в образце базальта. По заключению самих авторов, в петрографическом отношении исследованный образец сильно изменен и не является типичным базальтом. Несмотря на это, его характеристики были включены, без оговорок, в "Справочник физических констант горных пород" под ред. М.Л. Кларка (89). Имеющиеся экспериментальные данные (табл. 65) нуждаются в дальнейшем уточнении, но все же позволяют сделать некоторые выводы.

В частности, обнаружено (рис. 74), что увеличение температуры до 100°C , при соответствующем возрастании давления, почти не оказывает существенного влияния на упругие характеристики базальта. Дальнейшее повышение температуры до 200°C , при одновременном воздействии давления, вызывает большее уменьшение скорости, особенно в начальной ветви кривой, но в области давлений 3000–6000 бар эти различия нивелируются. Учитывая естественный разброс данных для однотипных пород (оцениваемый десятками процентов), величиной температурной поправки (не превышающей 3%) при экстраполяции данных на глубину можно пренебречь.

В целом же имеющиеся литературные данные о скоростях упругих волн в нескольких образцах базальтов не дают полного представления об упругих свойствах этой широко распространенной группы пород в условиях высоких давлений.

Нами было проведено экспериментальное изучение при высоких давлениях скоростей упругих волн в вулканогенных породах Кавказа (а также Крыма, Карпат и Украинского щита), представленных долеритовыми базальтами, андезито-базальтами, андезитами, гялодацитами и обсидианами. Всего было изучено 42 образца, выбуренных из 23 штуфов вулканогенных пород.

Испытание образцов горных пород производилось до давления 5000 кг/см^2 на специальной установке, разработанной в Институте геофизики АН УССР Д.В. Корнийцом (47).

Давление в камере, создаваемое сжатием жидкости, измерялось пружинным манометром 1 класса с погрешностью 1%. Образцы выбуривались в виде цилиндрических стержней с помощью буровых алмазных коронок. Из каждого штуфа породы

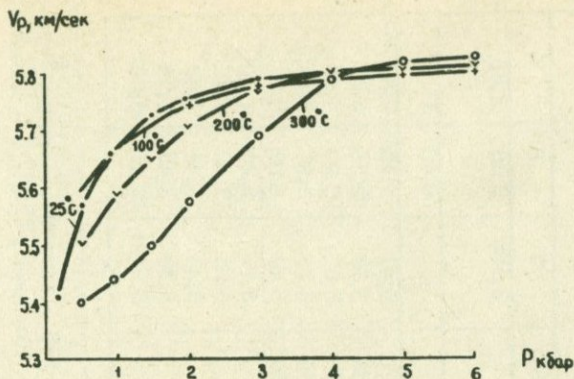


Рис. 74. Зависимости скорости продольных волн базальта от давления и температуры (по данным Д. Хьюза и К. Моретта, 1964).

выбуривались стержни диаметром 22 мм и длиной до 200 мм. Перед испытанием образцы с крупной ноздреватой пористостью запаивались в тонкую медную фольгу толщиной 0,15 мм, а образцы пород плотной текстуры покрывались непроницаемой пленкой полимеризующегося клея.

До 1000 кг/см^2 давление поднималось ступенями через $100\text{--}200 \text{ кг/см}^2$, а затем — через $400\text{--}500 \text{ кг/см}^2$. На каждом этапе изменения давления определялись скорости упругих волн с помощью высокоточной ультразвуковой установки с эталонной акустической линией измерения времени. В качестве пьезоэлементов использовалась поляризованная керамика ЦТС с частотой собственных колебаний 1 МГц. Относительная среднеквадратичная погрешность определения скорости составляла около 0,5%.

Изучение скоростей продольных и поперечных волн в образцах горных пород при давлениях до 20000 кг/см^2 проводилось на установке, разработанной в Институте физики Земли АН СССР (15) в условиях квазигидростатического давления. В качестве среды, передающей давление, использовался свинец. Методика измерения скоростей продольных волн с использованием ультразвуковой аппаратуры описана в ряде работ (15, 16). Испытаниям подвергались образцы цилиндрической формы диаметром 19 мм и длиной 25 мм. Образцы помещались в тонкие свинцовые оболочки. Прозвучивание образцов

Таблица 64

Скорости упругих волн в вулканических породах при высоких давлениях по данным различных авторов

Параметр		Порода, образец								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
Объемный вес, г/см ³		-	-	-	-	-	-	2,586	2,88	2,88
Пористость, %		-	-	-	-	-	-	-	0,40	17,4 ^x
Скорость продольных волн, км/сек при давлении P, кг/см ²	1	3,29	3,88	4,98	5,25	5,71	5,17	5,41	5,40	2,82
	500	3,65	3,43	5,26	5,38	5,92	5,53	5,57	5,80	3,80
	1000	3,70	4,07	5,31	5,41	5,98	5,55	5,66	5,90	4,95
	2000	3,78	4,15	5,39	5,42	6,01	5,56	5,75	5,95	5,62
	4000	3,91	4,32	5,49	5,48	6,07	5,56	5,80	6,08	6,52
Скорость поперечных волн, км/сек при давлении P, кг/см ²	1	-	-	-	-	-	-	3,11	3,26	1,70
	500	-	-	-	-	-	-	3,23	3,40	2,45
	1000	-	-	-	-	-	-	3,25	3,42	2,82
	2000	-	-	-	-	-	-	3,26	3,43	3,20
	4000	-	-	-	-	-	-	3,27	3,42	3,50

Примечание: 1 - липарит, Карпаты (54), 2 - дацит, Карпаты (54,55), 3-5 - андезит-базальт, Карпаты (54), 6 - базальт, Берестовещкое месторождение (15), 7 - базальт, Колорадо, США, 8 - базальт, Берестовещкое месторождение, 9 - лунный базальт №-10057 (36).

^x значение общей пористости получено расчетным путем из удельного веса 3,84 г/см³.

Скорости упругих волн в базальте ($\rho = 2,586 \text{ г/см}^3$) при высоком давлении и температуре по данным Хьюза и Моретта (1964)

Давление P, бар	25°C		100°C		200°C		300°C	
	V_p	V_s	V_p	V_s	V_p	V_s	V_p	V_s
200	5,41	3,11	-	-	-	-	-	-
500	5,57	3,23	5,59	3,20	5,50	3,18	5,40	3,16
1000	5,66	3,25	5,67	3,21	5,59	3,20	5,44	3,17
1500	5,73	3,26	5,71	3,22	5,65	3,21	5,50	3,18
2000	5,75	3,26	5,75	3,23	5,71	3,22	5,58	3,20
3000	5,79	3,26	5,78	3,24	5,77	3,23	5,69	3,22
4000	5,80	3,27	5,79	3,24	5,80	3,24	5,79	3,23
5000	5,81	3,27	5,80	3,23	5,81	3,24	5,82	3,24
6000	5,82	3,27	5,81	3,23	5,82	3,24	5,83	3,24

производилось с помощью пьезодатчиков ЦТС-19 с собственной частотой 1 МГц.

Ввиду того, что сведения об упругих свойствах вулканических пород немногочисленны, нами подобраны различные в петрографическом отношении породы от кислых до основных. Представлены, главным образом, вулканогенные породы Армянского нагорья и для сравнительной характеристики – породы из других регионов, отличающиеся составом, структурно-текстурными особенностями, формационной принадлежностью и возрастом. Это позволило в дальнейшем оценить влияние различных геолого-петрографических факторов на абсолютные значения и характер изменения скоростей упругих волн при воздействии давления.

В табл. 66 приведены данные о месте отбора, возрасте и вещественном составе пород.

Результаты экспериментальных исследований

При обсуждении полученных экспериментальных данных необходимо принять во внимание некоторые особенности упругих характеристик горных пород. В общем случае большинство пород можно отнести к структурно-неоднородным средам разных порядков (50). Это – неоднородности, связанные с наличием зерен кристаллов, стеклообразной фазы, объемной пористости и другими нарушениями сплошности (микро- и макротрещины). В свою очередь зерна кристаллов также разделены тонкими прослойками иной структуры и содержат субмикрон неоднородности (дислокации), ведущая роль которых в процессах деформации является общепризнанной (59).

При нагрузках структурные неоднородности в породах характеризуются дополнительными местными напряжениями, которые возникают у границ структурных элементов и могут приводить к разнообразным механическим эффектам (50).

При сжатии поликристаллического агрегата каждый кристалл деформируется в соответствии с изменениями, происходящими в соседних кристаллах. Значительно сложнее обстоит дело с вулканогенными породами, содержащими наряду с кристаллами и стекловатую фазу.

Резкое увеличение упругих и прочностных свойств кристаллов и стекла может приводить к образованию трещин. Рост трещин при этом протекает наиболее эффективно в мес-

тах концентрации напряжений, которые приурочены к структурным неоднородностям. При этом конкурируют два процесса: рост трещин под действием напряжений и уменьшение этих напряжений вследствие их релаксации, т. е. в результате необратимой деформации (50). Естественно, из-за различий физических свойств, эта компенсация на границе кристалл - стекло проявляется очень слабо.

Скорости упругих волн очень чувствительны к различным структурно-текстурным изменениям в породе. Так, например, скорость продольных волн у стекла, сплавленного из базальта, на 21% выше, чем у исходного базальта (17). В то же время, при исследовании диабазового стекла, было установлено, что скорость распространения упругих волн до давлений $10\,000\text{ кг/см}^2$ оставалась постоянной (10).

Эти экспериментальные данные свидетельствуют о сложном характере зависимости скорости продольных волн от давления в вулканогенных породах, обусловленном особенностями деформации этих пород.

Результаты изучения зависимости скоростей продольных волн от давления для исследуемых вулканогенных пород приведены в табл. 67, где указаны значения скорости продольных волн для каждого изученного образца при увеличении $V_p^{(n)}$ (верхняя строчка) и уменьшении $V_p^{(0)}$ (нижняя строчка) давления. Усреднения выполнены по значениям скоростей $V_p^{(n)}$ при увеличении давления.

Для оценки изменения скорости V_p от направления прозвучивания было испытано два-три образца, выбуренных из одного и того же штуфа в ортогональных направлениях. Полученные данные свидетельствуют о наличии определенных различий в значениях V_p в образцах различной ориентировки при атмосферном и высоком давлении. При атмосферном давлении значение коэффициента анизотропии продольных волн достигает 5%, а с увеличением давления уменьшается и при давлениях $4 \div 5 \cdot 10^3\text{ кг/см}^2$ не превышает 2%.

Из приведенных данных (табл. 67) видно, что характер зависимости скоростей продольных волн (V_p) от давления в изученных вулканогенных породах более сложный по сравнению с полнокристаллическими интрузивными и метаморфическими породами.

По характеру изменения скорости при увеличении ($V_p^{(n)}$)

и уменьшении ($V_p^{(o)}$) давления полученные кривые $V_p(P)$

могут быть разделены на следующие типы.

1. Значения скоростей $V_p^{(n)}$ и $V_p^{(o)}$ совпадают во всем диапазоне давлений ($V_p^{(n)} \approx V_p^{(o)}$). Наблюдается лишь небольшая гистерезисная петля в области давлений $0,2 + 1,6 \cdot 10^3$ кг/см² (рис. 75).

II. Значения скоростей $V_p^{(n)}$ и $V_p^{(o)}$ совпадают лишь в области высоких давлений, кривая $V_p^{(o)}(P)$ идет выше кривой $V_p^{(n)}(P)$ образуя гистерезисную петлю, и при давлении $50 + 900$ кг/см² пересекает кривую $V_p^{(n)}(P)$. При атмосферном давлении $V_p^{(n)} > V_p^{(o)}$ (рис. 76).

III. Значения скоростей $V_p^{(n)} < V_p^{(o)}$ при атмосферном давлении и не пересекаются (рис. 77).

1У. Значения скоростей $V_p^{(n)} < V_p^{(o)}$ при атмосферном давлении и также не пересекаются (рис. 80).

При этом выделяется несколько типов аномальных кривых.

1а. Значения скоростей $V_p^{(n)} = V_p^{(o)}$ почти во всем диапазоне давлений, но с увеличением давления свыше $2,5 \cdot 10^3$ кг/см² скорость уменьшается. Петли гистерезиса отсутствуют (рис. 78).

IIа. Значения скоростей $V_p^{(n)} > V_p^{(o)}$ при атмосферном давлении, значения $V_p^{(n)}$ в области давлений $0,4 + 1,0 \cdot 10^3$ кг/см² уменьшаются, а при дальнейшем увеличении снова возрастают. Кривая $V_p^{(o)}(P)$ располагается выше кривой $V_p^{(n)}(P)$, образуя гистерезисную петлю, и в области давлений $0,2 + 0,8 \cdot 10^3$ кг/см² ее пересекает (рис. 79).

Наиболее простой зависимостью $V_p(P)$ (кривая 1 типа), идентичной изменению скорости в интрузивных породах, характеризуется полнокристаллический долеритовый базальт (обр. 1342, рис. 75) массивной текстуры и низкой пористости, долеритовой структуры. Увеличение скорости в нем обусловлено закрытием щелевидной пористости и улучшением акустической связи между кристаллами породы при увеличении давления. Наличие слабо выраженной петли упругого гистерезиса и от-

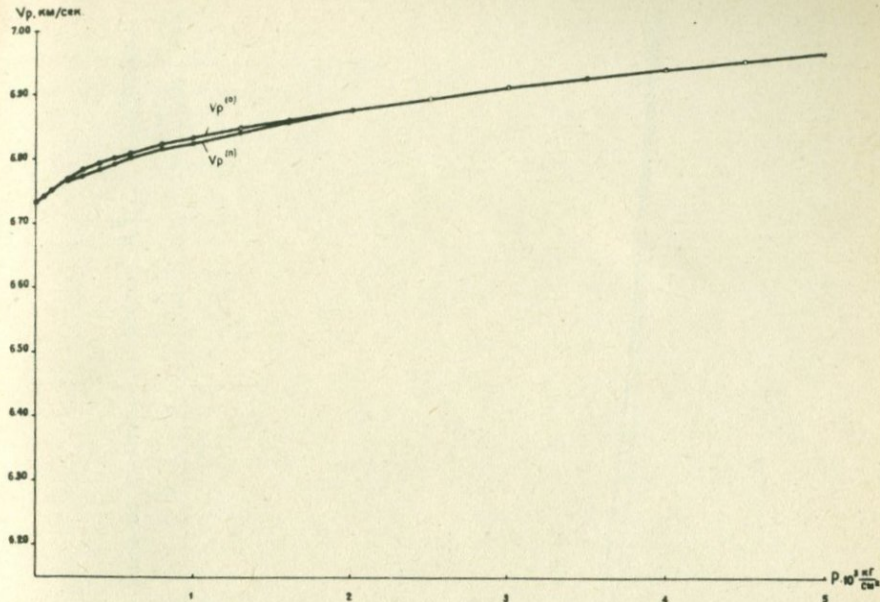


Рис. 75. Зависимости скорости продольных волн от давления прямого $V_p^{(n)}$ и обратного хода $V_p^{(o)}$ в долеритовом базальте (обр. 1342).

существование различий между значениями $V_p^{(n)}$ и $V_p^{(o)}$ при $P=0$ свидетельствуют о прочности структурных связей в породе.

Базальт (обр. 283, рис. 76) также характеризуется массивной текстурой и низкой пористостью, но отличается структурой. Структура породы здесь порфировая, а основной массы — гиалопилитовая. Для этого базальта характер изменения $V_p(P)$ сложнее (кривая II типа). Наблюдается различие $V_p^{(n)}$ и $V_p^{(o)}$, вплоть до отчетливо выраженной петли гистерезиса во всем диапазоне давлений; при уменьшении давления до атмосферного значение скорости оказывается ниже начального. Видимо, в процессе деформации породы

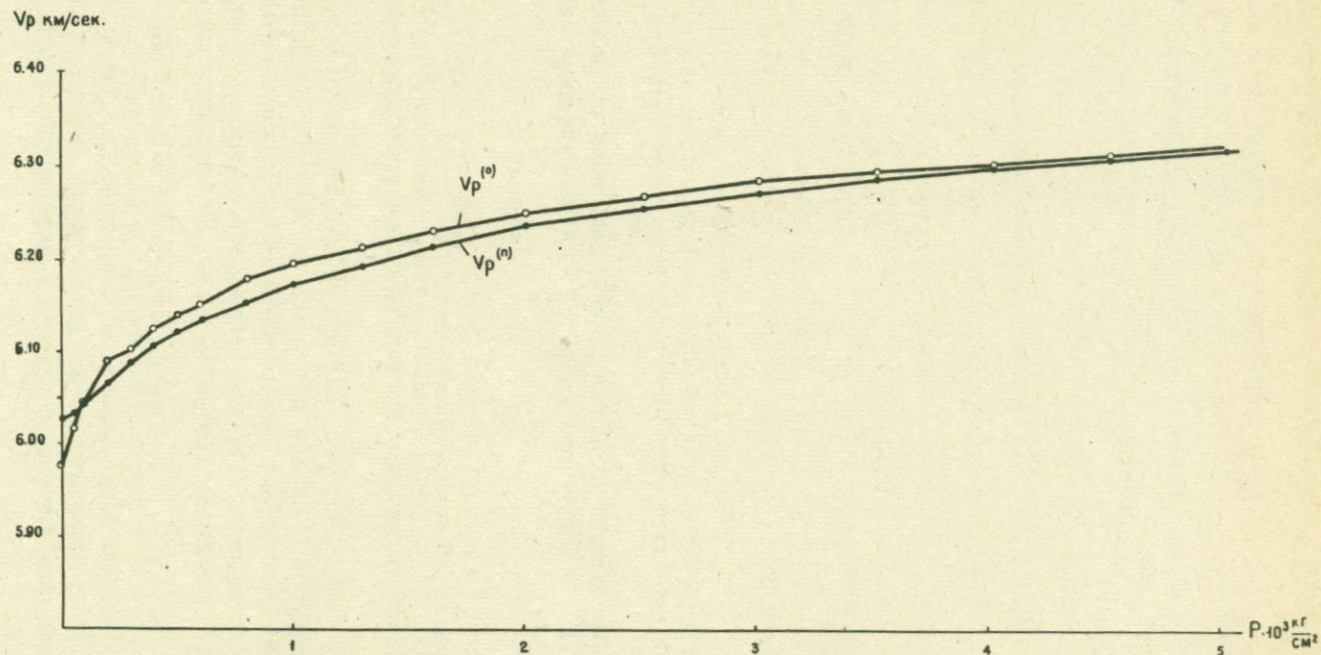


Рис. 76. Зависимости скорости продольных волн от давления прямого $V_p^{(o)}$ и обратного хода $V_p^{(n)}$ в базальте (обр. 283).

Характеристика и вещественный состав вулканогенных пород

Индекс образца, тип, породы, место отбора, возраст	Минеральный состав/объем, %	Химический состав /вес. %/									
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1342 долеритовый базальт Армения, Хаштарак, К ₂	5,6ол, 33 пр, 6 пл, 4,8 рд	46,0	0,80	18,4	3,29	7,63	0,19	7,88	11,7	2,30	0,65
СФБ49 базальт, Крым, с. Партизанское, J	55,1ом, 1,3 пр, 42,8 пл, 0,9 рд	53,1	0,60	18,3	3,66	5,74	0,17	5,38	9,25	2,25	0,61
ВГ283 базальт, Карпаты, бужорская свита, N	64,1ом, 1,7 ол, 1,5 пр, 31,5 пл, 1,3 рд	55,1	0,66	20,0	2,91	3,77	0,17	1,96	7,89	2,57	2,36
606 оливиновый базальт, Арме- ния, Лорийское плато, N ₂ -Q _I	51,1 ом, 6,7 ол, 42,1 пл	50,0	1,19	17,2	1,70	7,98	0,18	6,85	8,83	3,45	0,73
ВГ158 базальт, Карпаты, Станово	95 ом, 0,6 ол, 3,4 пл, 0,7 рд	53,2	1,02	17,9	2,37	7,72	0,18	4,21	7,76	2,65	1,77
2017 андезит, Крым, Карадаг, N	79 ом, 3,1 пр, 16,1 пл, 1,8 рд	66,7	0,63	17,9	2,21	4,04	0,15	0,10	2,00	3,83	0,79
4256 базальт, Украинский щит, Ровно, PR	33 пр, 53,9 пл, 5,2 рд, 7,9 вт	49,0	2,07	14,2	4,53	9,51	0,21	6,26	8,85	2,45	0,73
1293 базальт, Армения, памбакская свита, P ₂	8,8 ол, 66,2 пл, 3,7 ол, 12,3 вт	49,5	0,83	16,8	3,98	4,85	0,17	6,39	9,61	2,48	2,42
НАБЗУ андезито-базальт, Армения, вулкан Далик Q _{III} -Q _{IV}	98,5 ом, 0,9 пр, 0,3 пл, 0,3 рд	58,4	0,71	16,5	2,52	3,99	0,11	4,20	6,12	4,09	2,75
2369 гялодацит, Армения, Q _I -Q _{II}	97 ом, 0,8 пр, 1,8 пл, 0,3 рд	69,3	0,65	16,4	1,18	3,77	0,09	1,58	4,13	4,22	3,82
ПАБ1У андезито-базальт, вул- кан Далик, Q _{III} -Q _{IV}	98,5ом, 0,5 пр, 0,2 пл, 0,1 кв, 0,7 рд	58,1	0,66	16,8	3,30	2,96	0,10	4,09	6,12	4,11	3,02
2202 андезит, Армения, вул- кан Армаган, Q _{II} -Q _{III}	96,1 ом, 1,2 пр, 1,5 пл, 0,4 кв, 0,9 рд	58,4	0,70	16,1	2,85	3,46	0,11	3,79	5,69	4,20	3,02
ПАБ2У андезито-базальт, Арме- ния, вулкан Далик, Q _{III} -Q _{IV}	98,9 ом, 0,2 пр, 0,6 пл, 0,1 кв, 0,2 рд	Тот же, что и для образцов ПАБ1У и ПАБЗУ									
2525 обсидиан, Армения, вулкан Мец Сатанакар, N ₂ -Q _I	100 ом	75,7	0,06	12,8	0,41	0,90	0,08	0,20	0,83	4,40	4,28
1557 базальт, Грузия, Кутаиси, J	5,2 ом, 14,4 пр, 67,3 пл, 2,7 рд, 10,3 вт	48,5	1,00	17,4	4,17	4,75	0,16	6,36	9,12	2,90	0,97
838 андезито-базальт, Армения, Сарчалинский покров, Q _I -Q _{II}	95,9ом, 0,8 ол, 0,4 пр, 0,8 пл, 2,2 рд	52,4	1,05	18,0	5,32	2,69	0,11	2,65	7,19	4,33	3,22
ПАБ4У андезито-базальт, вулкан Далик, Q _{III} -Q _{IV}	99,4ом, 0,4 пр, 0,2 рд	Тот же, что и для образцов ПАБ1У и ПАБЗУ									
1124 базальт, Армения, вулкан Саакасар, Q _I -Q _{II}	87, ом, 1,8 ол, 6,4пр, 4,1 пр, 0,6 рд	50,8	1,19	17,6	4,88	3,68	0,14	5,73	9,68	4,40	1,47
2201 андезит, Армения, вулкан Армаган, Q _{II} -Q _{III}	95,4 ом, 1,3 пр, 2,3 пл, 0,3 кв, 0,7 рд	Тот же, что и для образца 2202									

Примечание: ом - основная масса, ол- оливин, пр - пироксен, пл - плагиоклаз, кв - кварц, рд - рудные, вт - вторичные.

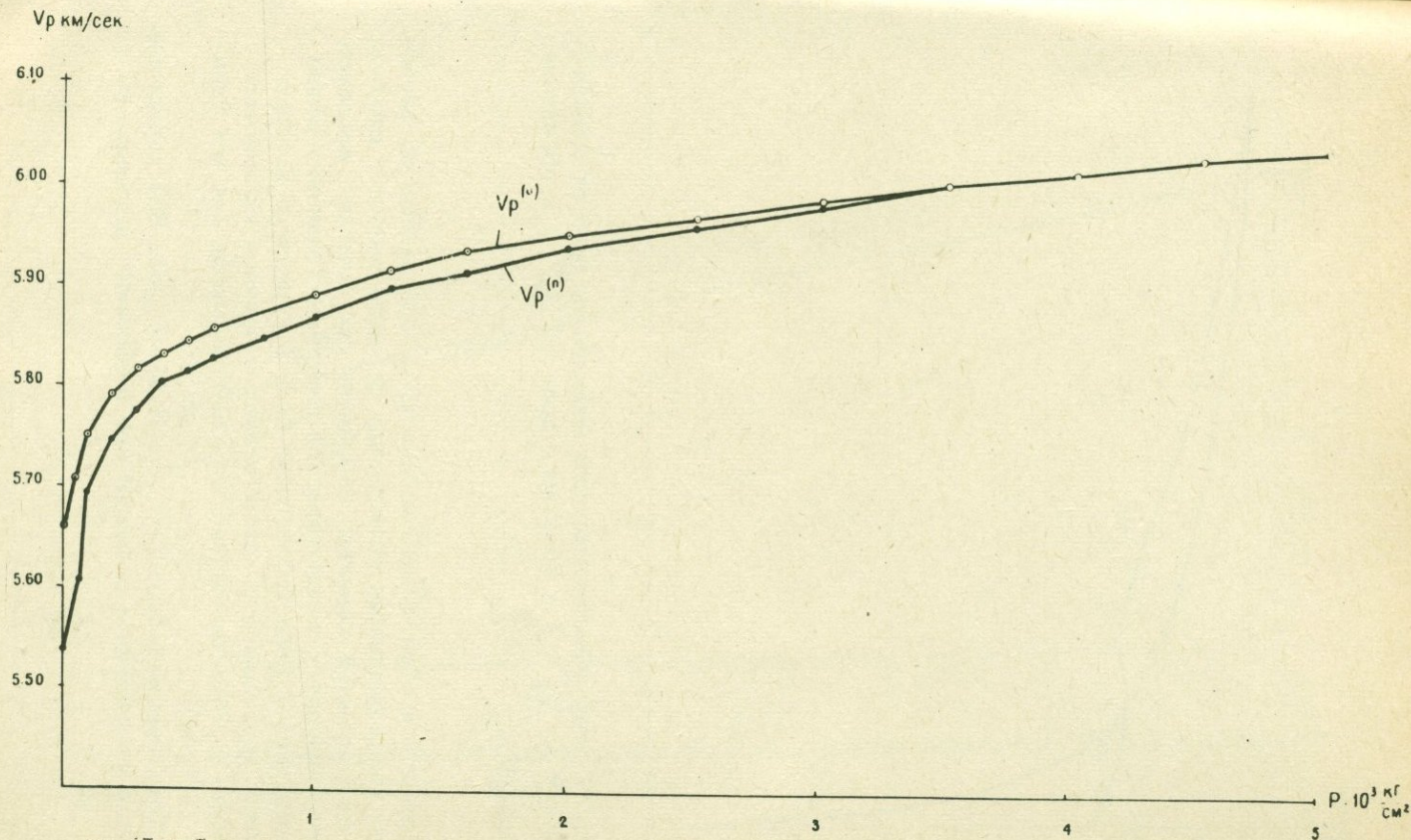


Рис. 77. Зависимости скорости продольных волн от давления прямого $V_p^{(n)}$ и обратного хода $V_p^{(o)}$ в базальте (обр. 1299).

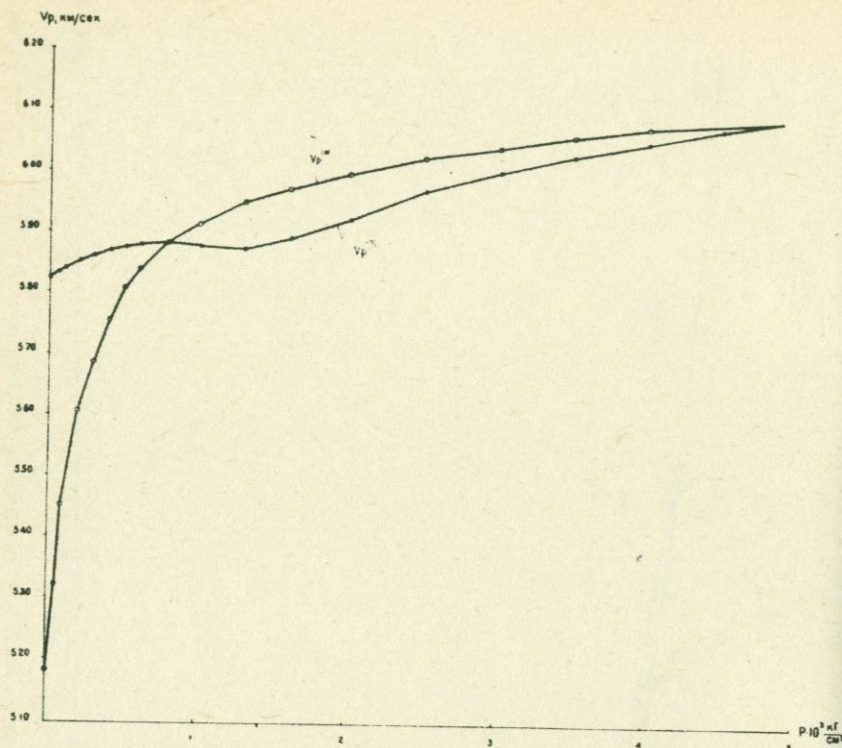


Рис. 78. Зависимости скорости продольных волн от давления прямого ($V_p^{(n)}$) и обратного хода ($V_p^{(o)}$) в обсидиане (обр. 2525).

произошли необратимые изменения, обусловленные образованием микротрещиноватости между вкрапленниками и стеклом.

Еще сложнее характер изменения скорости под воздействием давления у пород пористой текстуры (значения общей и эффективной пористости выше 6%), в структуре которых помимо вкрапленников присутствует различное количество стекла, а объемные поры достигают размеров 3–4 мм (кривые III типа).

Так, андезито-базальт (обр. II-аб-4у, рис. 80) характеризуется увеличением скорости при повышении давления, но при

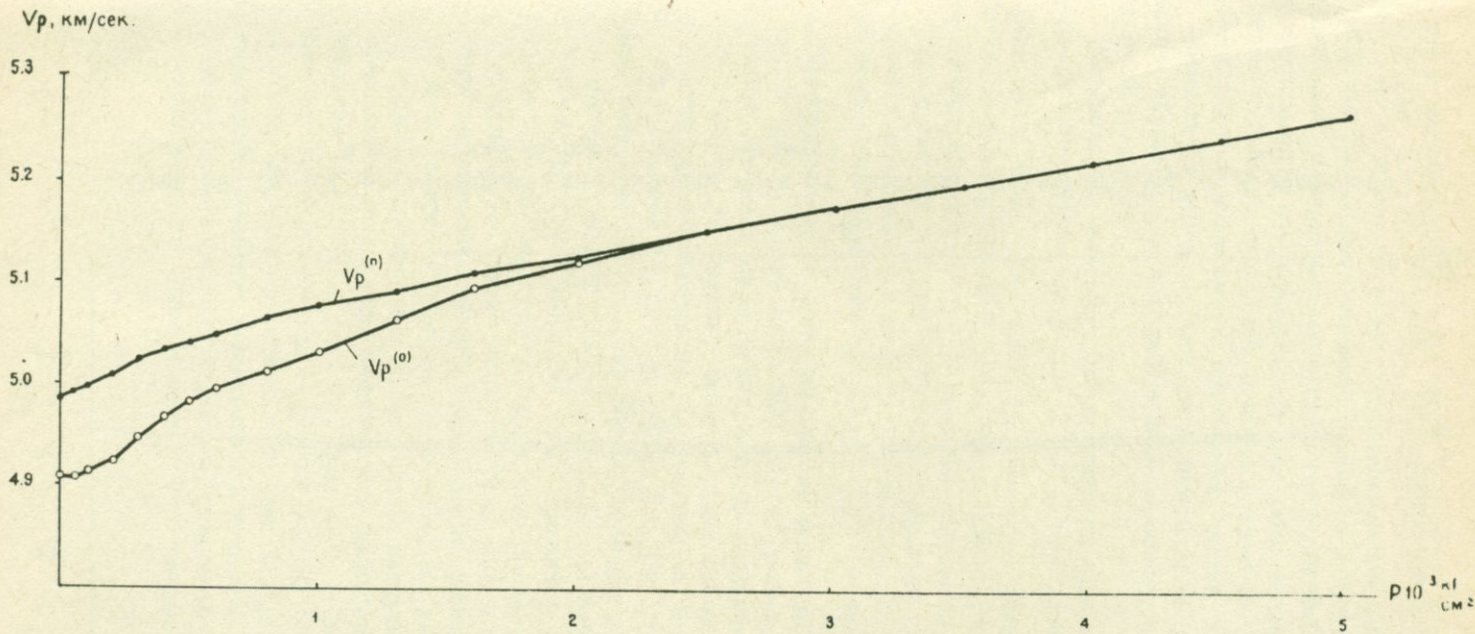


Рис. 79. Зависимость скорости продольных волн от давления прямого ($V_p^{(n)}$) и обратного хода ($V_p^{(o)}$) в оливиновом базальте (обр. 606).

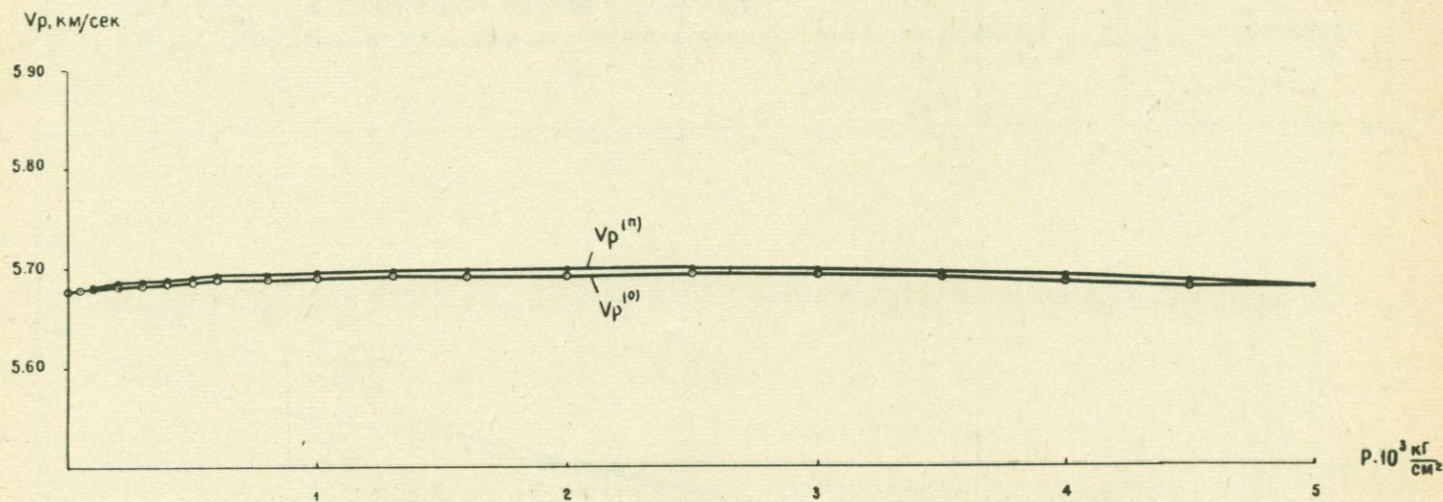


Рис. 80. Зависимость скорости продольных волн от давления прямого ($V_p^{(n)}$) и обратного хода ($V_p^{(o)}$) в андезито-базальте (обр. 11-аб-4у).

снятии нагрузки скорость $V_p^{(0)}$ становится значительно ниже $V_p^{(n)}$ почти во всем изученном диапазоне давлений. Это является следствием влияния объемной пористости, которая ослабляет прочность твердого скелета породы, и при сжатии, в зависимости от размера и формы пор, может происходить частичное нарушение первоначальной сплошности образца, что приводит к необратимому изменению скорости V_p .

Кривые 1У типа встречаются значительно реже и скорее всего обусловлены проникновением в породу жидкости, перепадающей давление.

В некоторых случаях обнаруживается также "аномальный" характер изменения скорости $V_p^{(n)}$ при увеличении давления (кривые II типа, рис. 79). Например, в оливиновом базальте (обр. 606) в области давлений 1-700 кг/см² наблюдается увеличение скорости $V_p^{(n)}$ которая при дальнейшем увеличении давления до $1,3 \cdot 10^3$ кг/см² неожиданно уменьшается, а в области давлений $1,4 - 5 \cdot 10^3$ кг/см² снова увеличивается. При понижении давления скорость $V_p^{(0)}$ плавно уменьшается,

образуя почти во всем диапазоне давлений гистерезисную петлю, а при давлении ниже 800 кг/см² резко падает и по значению остается ниже начальной. В петрографическом отношении оливиновый базальт представляет собой породу плотной текстуры, состоящую из вкрапленников плагиоклаза (42,11%), оливина (6,72%) и стекла (51,1%). Стекло, повсеместно заполняя промежутки между зернами плагиоклаза и оливина, как бы "зажато" между удлиненными лейстами плагиоклаза. При воздействии давления такой характер заполнения пространства породы приводит к нарушению сплошности породы, так как стекло, обладая исключительно высокой хрупкостью (11), при неравномерном распределении напряжений разрушается. Об этом свидетельствует и необратимый характер уменьшения скорости в образце после снятия нагрузки.

Аномальное изменение зависимости наблюдается также в обсидиане (обр. 2525, рис. 78, кривые 1 типа). Слабое увеличение скорости в области давлений 0-2000 кг/см² (относительное увеличение скорости 0,35%) при дальнейшем увеличении давления сменяется монотонным снижением скорости продольных волн, абсолютные значения градиента которой увеличиваются с возрастанием давления. При давлении 5000 кг/см²

скорость продольных волн по абсолютной величине становится близкой к значению при атмосферном давлении.

Относительно слабое увеличение скорости в начальной ветви кривой следует отнести к структурным особенностям обсидиана. Появление отрицательного градиента в изменении скорости продольных волн обусловлено особенностями состава обсидиана, преобладающей компонентой которого является кремнезем (75,73%). В этом отношении богатые кремнеземом природные стекла обнаруживают определенное сходство с физическими свойствами кварцевого стекла (65).

Механизм уменьшения скоростей продольных волн плавленого кварца вытекает из модели, согласно которой основной элементарной ячейкой его структуры является кремнекислородный тетраэдр. При деформации кварцевого стекла происходит общая структурная деформация каркаса стекла, т.е. изменение положения тетраэдров относительно друг друга вокруг общего для них иона кислорода, что приводит к "разрыхлению" внутренней структуры стекла (11). В обсидиане, естественно, этому изменению препятствует наличие катионов-модификаторов, но в целом характер изменения скорости продольных волн свидетельствует о сходном характере деформации. Аналогичные аномалии физических свойств наблюдаются в стеклах, богатых кремнеземом, например, в стеклах марок "пирекс" и "викор" (11).

Группируя кривые $V_p(P)$ по минералого-химическому составу (рис. 81), можно заметить, что они образуют довольно широкие пересекающиеся области значений. При этом кривые $V_p(P)$ для обсидианов, гиалодацитов, гиалоандезитов и андезитов попадают в область базальтов и андезито-базальтов. В некоторых образцах базальтов V_p даже гораздо ниже, чем в обсидианах. При атмосферном давлении скорости продольных волн в изученных образцах варьируют в пределах 3,90–6,73 км/сек. С повышением давления область значений скоростей значительно сужается и при давлении 5000 кг/см² находится в пределах 5,26 – 6,97 км/сек. Широкие пределы колебаний скоростей упругих волн даже для однотипных в петрографическом отношении пород обусловлены влиянием структурно-текстурных и других особенностей исследованных пород.

Влияние химического и минералогического состава на начальные значения скоростей продольных волн можно обна-

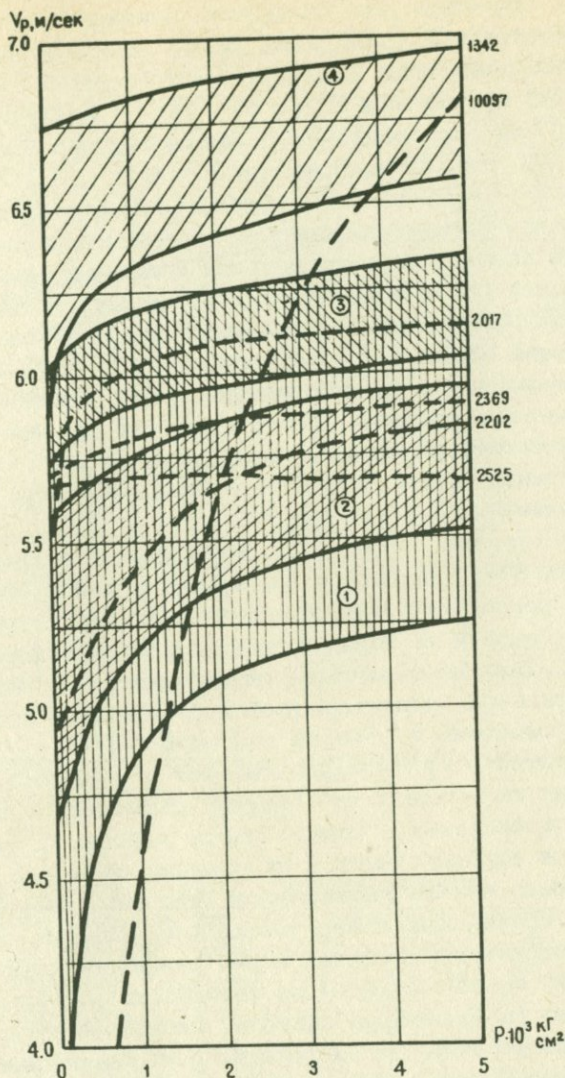


Рис. 81. Области расположения кривых $V_p(P)$ для вулканогенных пород. 4-4 - долеритовые базальты, 3-3 - базальты плотной текстуры (пористость $\leq 2\%$), 2-2 - андезитобазальты, 1-1 - базальты различной текстуры. Усредненные кривые: 2017 - гиалоандезит; 2369 - гиалоацит; 2202 - андезит; 2525 - обсидиан; 1342 - долеритовый базальт; 10097 - лунный базальт.

ружить при сопоставлении базальтов, близких по значениям общей и эффективной пористости. Более высокие значения скоростей продольных волн в долеритовом базальте (обр. 1342 -

$V_p = 6,668$ км/сек при $P = 0$ и $V_p = 6,905$ км/сек при $P = 5000$ кг/см² по сравнению с базальтом обр. Сф-Б-49, в котором $V_p = 6,015$ км/сек при $P = 0$ и $V_p = 6,320$ км/сек при $P = 5000$ кг/см²) обусловлены составом этих пород. При почти равном процентном содержании плагиоклаза, долеритовый базальт характеризуется более высоким содержанием пироксена (32,97% против 1,26%), присутствием оливина (5,62%) и соответственно пониженным содержанием SiO_2 (46,05% против 53,06%) и повышенным FeO, MgO, CaO .

Еще большие различия в значениях V_p вызванные влиянием химического состава, обнаруживаются при сравнении пород плотной текстуры, но различной кислотности (обсидиан - обр. 2525, гиалодацит - обр. 2369 и базальт - обр. ВГ-158, ВГ-276, Сф-Б-49).

Сравнение кривых $V_p(P)$ в некоторых вулканогенных породах (рис. 82), близких по значениям общей и эффективной пористости, показывает существенную роль структурных особенностей исследуемых пород (степени раскристаллизации, размера зерен). Породы с разными структурами (от витрофировой до интерсертальной) характеризуются различными градиентами dV_p/dP , особенно в области давлений 0-1500 кг/см². Градиенты скоростей V_p увеличиваются с возрастанием количества вкрапленников и их средних размеров, а также степени раскристаллизации основной массы породы. С увеличением количества вкрапленников и их средних размеров увеличивается и ширина петель гистерезиса. Это объясняется величиной площади граничащих поверхностей минеральных зерен и прочностью структурных связей пород различной структуры.

Пористость является одним из важнейших факторов, влияющих не только на начальные значения скоростей продольных волн, но и на характер их изменения при увеличении давления. Для исследования влияния пористости на изменение

$V_p(P)$ была подобрана из одного и того же лавового потока вулкана Далик группа образцов андезито-базальтов, близких по структуре и химико-минералогическому составу. Как следует из приведенных данных (рис. 83), с повышением общей и эффективной пористости значения V_p при атмосферном давлении уменьшаются, а градиент dV_p/dP началь-

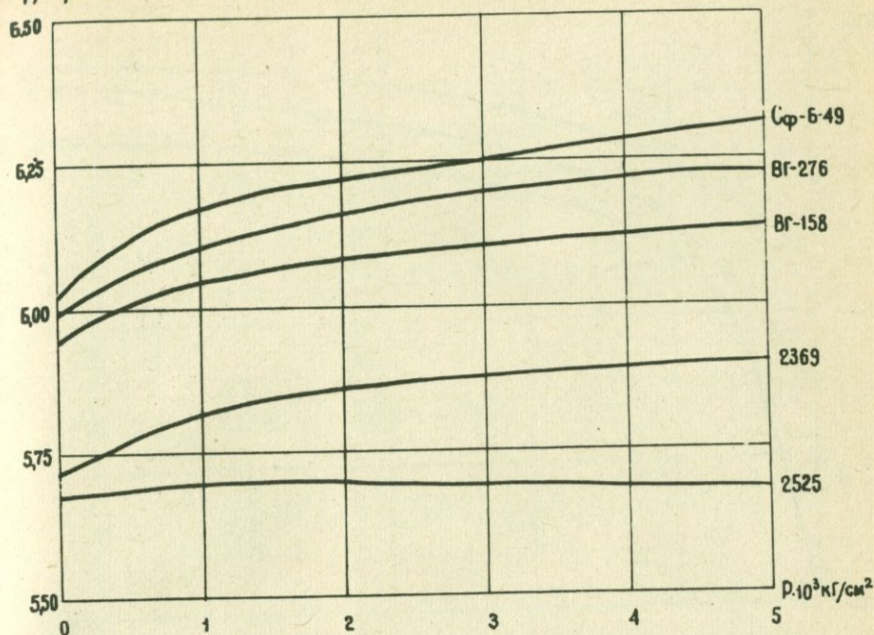
$V_p, \text{км/сек}$ 

Рис. 82. Зависимость градиента скорости продольных волн от структуры вулканогенных пород.

ной ветви кривой $V_p(P)$ увеличивается.

Любопытно сравнить характер изменения скорости продольных волн при высоких давлениях образцов базальта вулкана Саакасар и лунного базальта (78) (табл. 64). Лунный базальт, отличающийся более низким содержанием SiO_2 (39,7%), характеризуется пузыристой текстурой и пористостью, равной 17,4%. Это свидетельствует о том, что первоначально порода содержала летучие, которые она потеряла при застывании расплава на сухой лунной поверхности, в условиях вакуума (78). В процессе своего существования лунный базальт подвергался также резким колебаниям температуры.

В отличие от базальта Саакасара, лунный базальт обладает исключительно высоким градиентом dV_p/dP в начальной ветви кривой $V_p(P)$ причем увеличение скорости

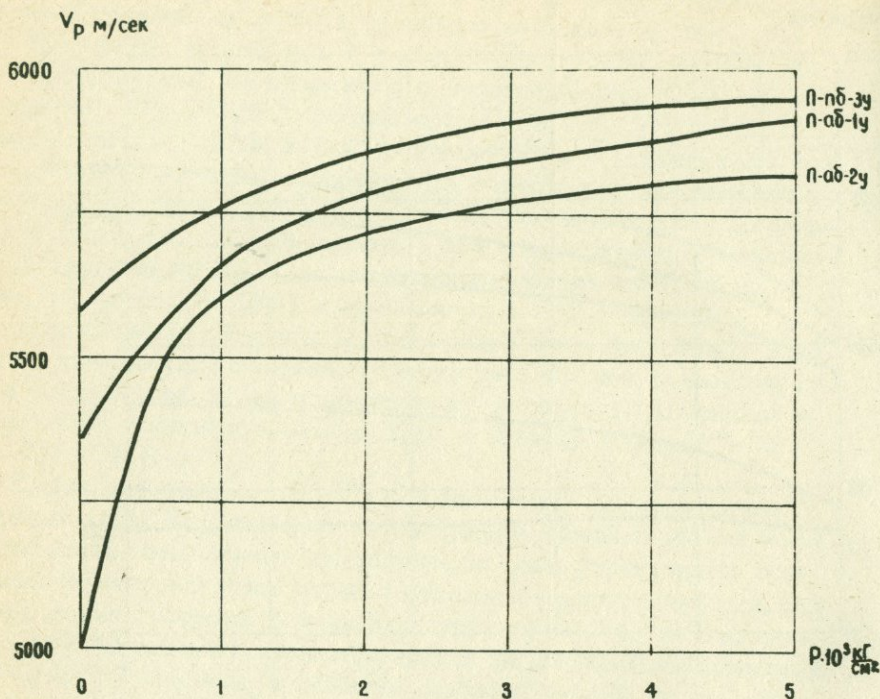


Рис. 83. Зависимости градиента скорости продольных волн андезито-базальтов от пористости.

V_p происходит непрерывно до давления 5000 кг/см^2 . Резко различающаяся при нулевом давлении скорость продольных волн уже при давлении 4000 кг/см^2 становится близкой к долеритовому базальту Армении. Во всем изученном диапазоне давлений лунный базальт ведет себя как среда с градиентным изменением скорости. Это является наглядным примером большого влияния условий формирования и тепловой истории породы на характер изменения скорости при воздействии давления.

Кроме описанных выше исследований характера изменения скоростей продольных волн при изменении всестороннего гидростатического давления до 5000 кг/см^2 , нами были проведены также исследования изменений скоростей продольных и по-

Некоторые физические свойства вулканогенных пород и скорость продольных волн в них при различных давлениях

Таблица 67

Индекс образца	Удельный вес	Плотность	Пористость, %		$V_p^{(n)}$ и $V_p^{(o)}$, км/сек, при $P \cdot 10^3$, кг/см ²							
	δ , г/см ³	ρ , г/см ³	m_0	m_3	0	0,2	0,5	1	2	3	4	5
1342 - 1	2,997			0,11	6,73	6,76	6,79	6,82	6,88	6,91	6,94	6,97
1342 - 2	2,972			0,07	6,73	6,77	6,80	6,83	6,88	6,91	6,94	
1342 - 3	2,980			0,08	6,63	6,66	6,70	6,74	6,79	6,82	6,86	6,88
Среднее	2,983	3,004	0,70	0,09	6,64	6,68	6,70	6,74	6,78	6,81	6,84	6,86
СФБ49	2,821	2,842	0,60	0,11	6,64	6,68	6,70	6,74	6,78	6,81	6,84	
ВГ283	2,677	2,699	0,80	0,11	6,67	6,70	6,73	6,76	6,81	6,85	6,88	6,90
					6,02	6,06	6,12	6,18	6,22	6,24	6,28	6,32
					6,02	6,07	6,12	6,18	6,24	6,28	6,30	6,32
ВГ276	2,667	2,683	0,50	0,06	5,98	6,08	6,14	6,20	6,25	6,29	6,30	
					6,00	6,02	6,05	6,10	6,16	6,20	6,22	6,24
606 - 1	2,758			2,38	5,97	6,04	6,08	6,12	6,18	6,20	6,22	
					5,76	5,86	5,92	5,96	6,09	6,17	6,23	6,26
606 - 2	2,757			3,24	4,90	5,82	5,90	6,04	6,15	6,20	6,24	
					5,40	5,85	5,95	6,00	6,09	6,17	6,22	6,26
606 - 3	2,754			0,81	5,06	5,72	5,94	6,06	6,15	6,20	6,23	
					5,82	5,85	5,87	5,88	5,92	6,00	6,05	6,09
Среднее	2,756	2,893	4,70	2,14	5,18	5,81	5,80	5,91	6,00	6,04	6,07	
ВГ158	2,785	2,800	0,40	0,06	5,66	5,86	5,91	5,94	6,04	6,11	6,17	6,20
					5,94	5,96	6,00	6,03	6,08	6,10	6,13	6,14
2017 - 1	2,569			0,16	5,92	5,96	6,00	6,04	6,08	6,11	6,13	
					5,34	5,80	5,93	6,01	6,08	6,13	6,14	6,15
2017 - 2	2,569			0,09	5,33	5,83	5,96	6,03	6,10	6,13	6,14	
					5,56	5,84	5,93	6,00	6,06	6,09	6,11	6,13
2017 - 3	2,567			0,12	5,51	5,83	5,95	6,03	6,08	6,10	6,12	
					5,57	5,84	5,93	6,01	6,08	6,11	6,12	6,18
Среднее	2,568	2,592	0,90	0,12	5,57	5,85	5,97	6,03	6,09	6,11	6,12	
4256 - 1	2,849			0,51	5,49	5,83	5,93	6,01	6,07	6,11	6,12	6,14
					5,62	5,68	5,84	5,92	5,99	6,04	6,08	6,10
4256 - 2	2,837			0,44	5,54	5,72	5,83	5,94	6,02	6,05	6,08	
					5,70	5,75	5,86	5,93	6,00	6,02	6,06	6,08
Среднее	2,843	2,918	2,60	0,48	5,64	5,77	5,88	5,95	6,01	6,04	6,06	
1299 - 1	2,737			0,80	5,66	5,72	5,85	5,93	5,99	6,03	6,07	6,09
					5,66	5,81	5,87	5,93	5,98	6,02	6,04	6,06
1299 - 2	2,766			0,58	5,74	5,84	5,89	5,94	5,99	6,02	6,04	
					5,79	5,83	5,87	5,90	5,96	6,00	6,02	6,05
1299 - 3	2,742			0,85	5,80	5,85	5,88	5,92	5,96	6,00	6,02	
Среднее	2,748	2,817	2,40	0,74	5,54	5,74	5,81	5,86	5,94	5,98	6,01	6,04
ПАБ3У	2,608	2,734	4,40	1,44	5,66	5,79	5,85	5,90	5,96	6,00	6,03	6,05
					5,61	5,65	5,70	5,75	5,85	5,80	5,94	5,96
2369 - 1	2,550		0,63	5,21	5,53	5,62	5,71	5,77	5,86	5,91	5,94	
					5,64	5,75	5,83	5,90	5,93	5,94	5,95	
2369 - 2	2,554			0,25	5,24	5,71	5,78	5,85	5,91	5,93	5,94	
					5,71	5,74	5,77	5,81	5,86	5,88	5,90	5,91
Среднее	2,552	2,580	1,10	0,44	5,72	5,75	5,77	5,81	5,86	5,88	5,90	
ПАБ1У - 1	2,604			1,43	5,46	5,69	5,76	5,82	5,88	5,91	5,92	5,93
					5,58	5,60	5,64	5,73	5,83	5,88	5,93	5,96
ПАБ1У - 2	2,602			1,97	5,56	5,62	5,67	5,75	5,86	5,90	5,93	
					5,33	5,38	5,49	5,60	5,73	5,82	5,88	5,92
ПАБ1У - 3	2,603			1,93	5,30	5,40	5,53	5,66	5,78	5,85	5,88	
					5,18	5,28	5,42	5,56	5,73	5,79	5,82	5,86
Среднее	2,603	2,737	4,70	1,78	5,10	5,24	5,39	5,56	5,72	5,77	5,82	
2202 - 1	2,626			2,35	5,36	5,42	5,52	5,63	5,76	5,83	5,88	5,91
					5,01	5,09	5,27	5,41	5,63	5,76	5,81	5,84
2202 - 2	2,627			2,26	4,90	5,05	5,31	5,45	5,68	5,78	5,82	
					4,98	5,04	5,19	5,38	5,63	5,76	5,81	5,84
Среднее	2,627	2,726	3,60	2,30	4,87	5,02	5,20	5,42	5,66	5,77	5,82	
ПАБ2У	2,595	2,746	5,40	3,40	5,00	5,07	5,23	5,40	5,63	5,76	5,81	5,84
					5,06	5,22	5,46	5,60	5,72	5,77	5,79	5,81
					4,95	5,16	5,42	5,61	5,72	5,77	5,79	
2525	2,343	2,372	0,11	0,02	5,68	5,68	5,69	5,70	5,70	5,70	5,69	5,68
1557 - 1	2,631			3,10	5,68	5,68	5,69	5,69	5,69	5,69	5,68	
					5,02	5,14	5,22	5,31	5,42	5,48	5,54	5,60
1557 - 2	2,637			3,28	5,01	5,15	5,26	5,34	5,44	5,50	5,55	
					5,04	5,12	5,20	5,29	5,40	5,48	5,53	5,59
1557 - 3	2,635			3,74	5,06	5,17	5,26	5,36	5,45	5,52	5,55	
					4,96	5,07	5,16	5,28	5,40	5,47	5,53	5,58
Среднее	2,634	2,770	4,90	3,38	4,97	5,10	5,22	5,33	5,43	5,50	5,54	
838 - 1	2,616			5,88	5,01	5,11	5,20	5,29	5,40	5,48	5,54	5,59
					4,82	4,91	5,05	5,21	5,37	5,45	5,50	5,54
838 - 2	2,632			5,58	4,68	4,92	5,10	5,24	5,38	5,45	5,50	
					4,74	4,82	4,93	5,14	5,34	5,42	5,48	5,58
838 - 3	2,603			5,08	4,50	4,80	5,00	5,18	5,34	5,42	5,48	
					4,84	4,87	4,97	5,15	5,32	5,42	5,47	5,49
Среднее	2,619	2,807	6,70	5,50	4,63	4,85	5,04	5,20	5,35	5,43	5,47	
ПАБ4У	2,124	2,722	22,0	19,78	4,80	4,85	4,98	5,17	5,34	5,43	5,49	5,52
					4,98	5,01	5,04	5,08	5,13	5,18	5,22	5,27
1124 - 1	2,427			15,75	4,91	4,93	4,98	5,04	5,12	5,18	5,22	
					4,02	4,27	4,64	4,93	5,14	5,22	5,26	5,28
1124 - 2	2,462			14,45	3,97	4,28	4,67	4,91	5,09	5,20	5,25	
					3,98	4,20	4,57	4,86	5,08	5,16	5,20	5,22
Среднее	2,441	2,901	15,8	15,10	3,91	4,22	4,56	4,81	5,04	5,13	5,19	
2201 - 1	2,214			1276	4,00	4,24	4,60	4,90	5,11	5,19	5,23	5,26
					5,00	5,02	5,05	5,08	5,17	5,22	5,26	5,30
					4,96	5,00	5,05	5,10	5,18	5,24	5,27	

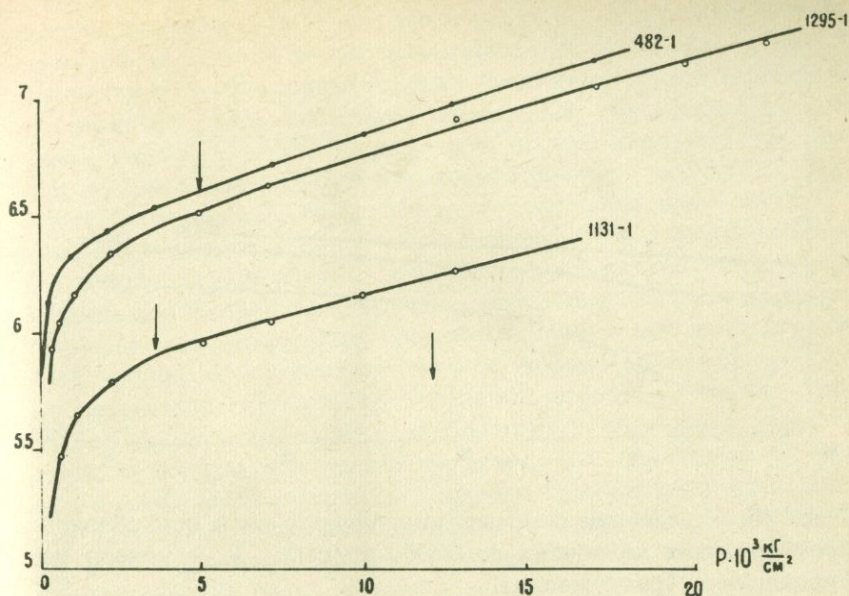


Рис. 84. Изменение скорости продольных волн при квазигидростатических давлениях до 20000 кг/см^2 . $\downarrow$ — начало потрескивания (разрушения).

перечных волн при давлениях до 20000 кг/см^2 (в качестве среды, передающей давление, использовался свинец). Полученные при этом кривые $V_p(P)$ имеют обычный вид, т. е. скорость продольных волн возрастает при увеличении давления (рис. 84). Градиент dV_p/dP имеет небольшие значения в области давлений $0-2000 \text{ кг/см}^2$ и при дальнейшем увеличении давления до 20000 кг/см^2 остается почти постоянным.

Из приведенных данных следует, что скорости поперечных волн при воздействии давления в долеритовом базальте 482-1 и базальте 1295-1 обнаруживают почти линейную зависимость.

В долеритовом базальте (обр. 1131-1) пористой текстуры (эффективная пористость $10,28\%$) зависимость скорости поперечных волн от давления в начальной ветви графика обнаруживает "аномальный" характер — она уменьшается в пределах давлений $0-2500 \text{ кг/см}^2$, а затем возрастает. Это вызвано нарушением сплошности ("разрушением") пористого образца

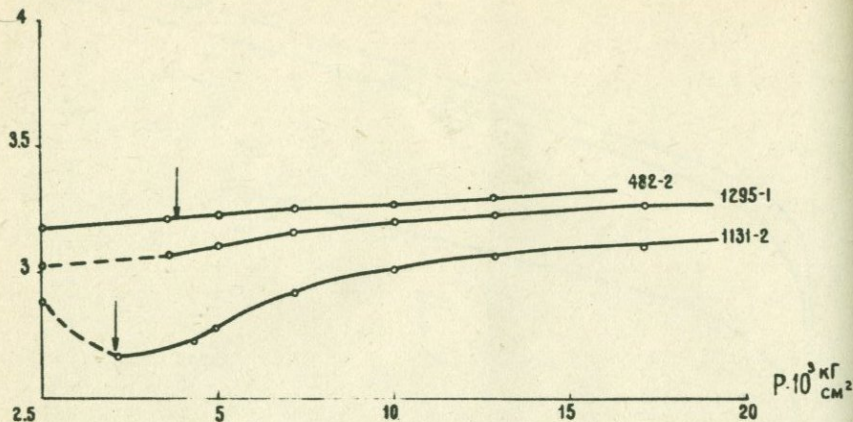


Рис. 85. Изменение скорости поперечных волн при квазигидростатических давлениях до 20000 кг/см^2 . $\downarrow$ — начало потрескивания (разрушения).

в условиях сложного напряженного состояния при воздействии квазигидростатического давления. "Разрушение" сопровождается растрескиванием и обозначено на рис. 84, 85 стрелками. После опыта в образцах, особенно в периферийных областях, обнаруживаются значительные трещины. Подобное нарушение "сплошности", вызванное структурно-текстурными неоднородностями породы, в условиях сложной деформации приводит к занижению скоростей упругих волн. Особенно это сказывается на значениях поперечных волн. О том, что при увеличении давления получены заниженные значения V_S по сравнению с V_P свидетельствуют очень высокие значения величин V_P/V_S , достигающие для обр. 1295 2,15–2,17; обр. 482–1 – 2,1; и обр. 1131 – 2,16.

Между характером кривых $V_P(P)$ и значением пористости наблюдается четкая корреляция. В соответствии с ней в наиболее пористом долеритовом базальте (обр. 1131–2) "растрескивание" начинается при более низких давлениях.

Таким образом, проведенными исследованиями показано, что, в отличие от интрузивных пород, изменение скоростей

упругих волн при воздействии давления в эффузивных образованиях носит довольно сложный характер. Это вызвано тем, что большинство вулканогенных пород представляют собой структурно-неоднородные среды, состоящие из гетерогенных в упругом и прочностном отношении компонент, и содержит поры, микротрещины и другие дефекты. При разгрузке, не превышающей некоторого предела прочности, скорость упругих волн повышается в результате постепенного закрытия трещин и пор, что сопровождается увеличением числа и площади контактов. При наличии структурно-текстурных неоднородностей и сравнительно небольших нагрузках на неоднородностях различного масштаба происходит концентрация напряжений, в результате чего не только предел упругости, но даже предел прочности отдельных компонент может быть превышен. Это приводит к необратимому изменению упругих свойств породы при снятии нагрузки, а в некоторых случаях и к появлению "аномальных" кривых скоростей упругих волн при изменении давления. Наблюдаемое при этом занижение данных обязательно должно учитываться при их практическом использовании.

2. Электрические параметры базальтов при высоких давлениях и температурах

Исследование электропроводности магматических пород и минералов в зависимости от высокого давления и температуры является частью общей задачи по изучению физических свойств вещества недр Земли (82).

Будучи весьма чувствительной к изменению температуры, наличие проводящих пород и скоплению проводящих растворов, электропроводность горных пород может использоваться для объяснения физического механизма термодинамических процессов в более глубоких слоях земной коры и мантии. С помощью метода электромагнитного зондирования в настоящее время производят оценку глубины зоны магмообразования, мощности этой зоны и определяют распространение ее площади.

Сопоставляя результаты лабораторных исследований электропроводности горных пород при различных температурах и давлениях с данными глубинных электромагнитных зондирований, можно строить не только схемы распределения электропровод-

ности и температуры с глубиной, но и делать некоторые выводы о составе вещества глубоких слоев земных недр (12).

Исследование температурной зависимости электропроводности позволяет также определить энергию активизации E_0 и предэкспоненциальный коэффициент B_0 (72). Энергия активизации (или ширина запрещенной зоны) является одним из основных энергетических параметров кристаллического состояния вещества. Величина E_0 применяется не только для расчета зонной структуры кристаллов, но и для предсказания ряда их физических свойств. Энергия активизации кристаллов наилучшим образом коррелируется с величиной изобарного термодинамического потенциала реакций их образований. Поэтому исследования электропроводности в функции температуры могут оказать также большую помощь при выяснении температур, при которых происходит кристаллизация минералов и их ассоциаций в горных породах.

Электрические свойства вулканогенных пород, особенно в условиях высоких давлений и температур, изучены недостаточно. Имеются лишь отрывочные сведения по электропроводности некоторых изверженных горных пород различных геологических провинций — Кольского полуострова, Казахстана (18, 73). С целью дополнения имеющихся данных нами были рассмотрены электрические свойства базальтов из различных структурно-тектонических зон Армянского нагорья при высоких давлениях и температурах. Они могут дать некоторое представление об их электрических свойствах в термодинамических условиях нижней части земной коры и верхних слоев верхней мантии.

Методика измерения электропроводности при высоких температурах и давлениях подробно описана в ряде работ (73) и здесь опущена.

Электропроводность базальтов при давлениях до 20000 кГ/см² и температурах до 600°С изучалась на установке отдела физических свойств Института физики Земли АН СССР. Установка (рис. 86) изготовлена из легированных и жаропрочных сталей, состоит из четырех деталей: пуасона — 3; матрицы, в которую закрывался образец породы — 7 и двух поддерживающих деталей — 4 и 8. Поршень 3 от матрицы 7 изолировался слюдой или пиррофиллитом — 5; 11 — упаковочное кольцо из пиррофиллита; 6 — образец породы; 2 — стальные подушки, передающие усилие F от 30-тонного пресса. От пресса установка изолировалась слюдяной прокладкой — 10. Вся установ-

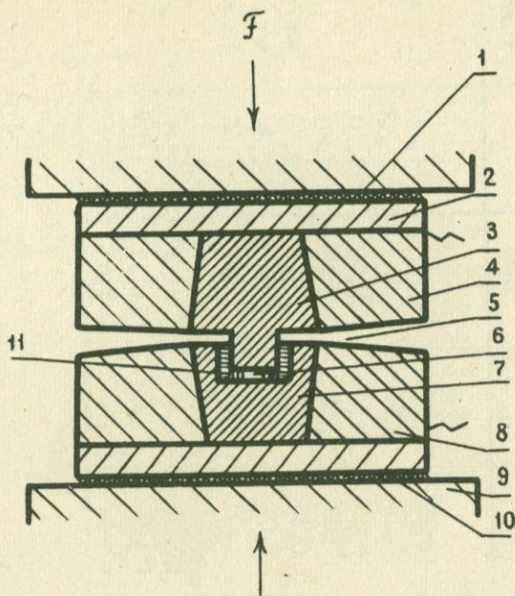


Рис. 86. Схема установки высокого давления (пояснения в тексте).

ка помещалась в вертикальную электрическую печь, в которой создавали температуру до 700°C .

Образец в виде диска диаметром 10 мм и высотой 3–5 мм упаковывался в пиромфиллит, который являлся, с одной стороны, электрическим изолятором, а с другой, — средой, передающей давление. При этом образец находился в условиях квазигидростатического давления.

В петрографическом отношении исследованные образцы представлены основными вулканитами (табл. 68, 69).

1. Обр. 511, 512, 527 — недифференцированные долеритовые базальты лори-ахурянской толщи. Структура пород микродолеритовая и микрофитовая, текстура массивная. Минералогический состав образцов полностью идентичен и отличается лишь количественным соотношением минералов. Плагиоклаз представлен лабрадором (№ 54–55), пироксен — авгитом.

Таблица 68

Минералогический состав базальтов Армянского нагорья

№ образца	Порода	Содержание минералов, %						
		Плагиоклаз	Оливин	Пироксен	Стекло	Вторичные	Рудные	Основная масса
511	Долеритовый базальт	67,35	13,54	14,22	0,70	-	4,21	-
527	- " -	70,06	12,13	13,15	0,28	-	4,38	-
482	- " -	62,51	12,32	18,26	2,72	0,49	3,70	-
490	- " -	69,16	5,57	19,37	0,86	0,18	4,86	-
1131	- " -	7,04	5,11	0,34	-	-	2,58	84,92
1109	Базальт	4,77	2,64	5,08	-	-	1,34	86,15
1114	- " -	4,40	2,27	5,96	-	-	0,88	86,47
1295	Долеритовый базальт	66,92	-	19,65	-	9,94	3,47	-
1312	- " -	69,06	-	15,97	-	10,17	4,79	-
1319	- " -	68,38	0,63	18,9	-	7,61	4,47	-

Химический состав базальтов Армянского нагорья

№ образца	Вес. %									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
511	49,47	1,28	17,35	4,68	6,01	0,17	7,16	8,41	3,62	0,94
527	49,56	1,20	17,35	6,14	4,49	0,16	6,85	8,41	3,62	1,17
482	47,57	1,32	17,99	6,23	4,58	0,18	6,34	8,68	3,91	1,00
490	48,42	1,25	17,24	3,14	7,36	0,14	7,67	9,39	3,70	0,83
1131	50,13	1,35	17,23	5,88	3,95	0,15	6,24	9,11	4,33	1,33
1109	50,42	1,20	17,56	5,94	2,96	0,14	5,83	8,97	4,24	1,66
1295	49,49	0,83	16,80	3,98	4,85	0,17	5,39	9,61	2,48	2,42

Электропроводность ($10^{-9} \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$) базальтов Армении при высоких температурах

Таблица 70

Параметр		Образец, порода										
		511	512	527	482	490	1131	1109	1114	1295	1312	1319
Эффективная пористость, %		5,0	7,1	9,4	5,5	11,7	10,45	22,82	28,8	0,6	1,26	0,82
Удельный вес, г/см ³		2,89	2,88	2,9	2,91	2,94	2,9	2,87	2,91	2,76	2,75	2,77
Электропроводность (10 ⁻⁹ ом ⁻¹ см ⁻¹) при температурах С	200	2,9	1,04	1,9	1,5	0,6	0,71	0,056	0,0059	4,9	0,64	1,9
	300	63	25	49	5,9	16	13	1,4	0,36	20	3,9	39
	400	630	92	160	110	130	68	18	3,31	160	46	180
	500	5300	170	104	5900	400	170	100	18	930	290	360
	600	1,2·10 ⁴	570	190	1800	1700	760	330	49	2500	760	510
	700	3,4·10 ⁴	1100	810	3300	4400	2500	1200	190	3700	1600	1500
	800	5,5·10 ⁴	5500	1900	9900	4400	6000	5700	590	4900	3500	2800
	900	1,2·10 ⁵	2,3·10 ⁴	9,8·10 ⁴	4,8·10 ⁴	9600	1,8·10 ⁴	1,5·10 ⁴	630	1,1·10 ⁴	1,04·10 ⁴	9800
	1000	6,0·10 ⁵	1,0·10 ⁵	4,9·10 ⁴	3,2·10 ⁵	1,7·10 ⁵	1,4·10 ⁵	4,6·10 ⁴	3,4·10 ⁴	4,5·10 ⁵	2,5·10 ⁴	3,8·10 ⁴
1100	1,2·10 ⁶	1,6·10 ⁵	3,7·10 ⁵	2,4·10 ⁶	1,8·10 ⁶	1,9·10 ⁶	1,2·10 ⁶	1,8·10 ⁶	6,3·10 ⁵	3,1·10 ⁵	6,6·10 ⁵	

Примечание: образцы 511, 512, 527, 482, 490, 1131, 1295, 1312, 1319 - долеритовый базальт, 1109, 1114 - базальт.

2. Обр. 482, 430 – недифференцированные долеритовые базальты Приереванского района. Структура пород долеритовая либо чаще пойкилоосфитовая. Плаггиоклаз представлен лабрадором (№ 55–58), пироксен – авгитом. Стекло мезостазиса занимает участки 1–1,5 мм в диаметре между лейстами плаггиоклаза. Рудный представлен титано-магнетитом.

3. Обр. 1131 – долеритовый базальт окраины г. Камо (Гегамское нагорье). Структура породы слабо порфировая до гломеропорфировой, за счет скопления вкрапленников оливина и плаггиоклаза. Структура основной массы микроосфитовая, иногда с элементами интерсертальной. Плаггиоклаз представлен лабрадором (№ 64–65), пироксен – авгитом. Основная масса сложена микролитами плаггиоклаза (0,04–0,08 мм).

4. Обр. 1109, 1114 – базальты вулкана Саакасар (Гегамское нагорье). Структура породы порфировая, основной массы – микродолеритовая. Последняя представлена на 60–70% микролитами плаггиоклаза (№ 56–57), в подчиненном количестве – клинопироксен, рудный минерал, слабо раскристаллизованное стекло и рудная пыль.

5. Обр. 1295, 1312, 1319 – долеритовые базальты памбакской свиты Базумского хребта. Структура породы порфировая, местами переходящая в гломеропорфировую, за счет скоплений зерен пироксена (авгит, частично замещенный роговой обманкой), основной массы – микродолеритовая. Состоит она из плаггиоклаза (№ 75–77), пироксена и рудного минерала.

Электропроводность базальтов при высокой температуре.

Температурная зависимость электропроводности исследовалась на 11 образцах пород базальтового состава. Результаты измерений приводятся в табл. 70 и на графиках (рис. 87–90). Кроме того, для сравнения приводятся средние значения электропроводности базальтов рифтовой зоны и островов Индийского океана (рис. 96).

Изучение зависимости $\sigma(T)$ при атмосферном давлении показало, что долеритовые базальты по электропроводности отличаются от обычных базальтов. Более того, даже породы, отобранные с одного и того же потока, близкие по минералогическому и химическому составу, также обнаруживают различия по электропроводности.

Так, отличаются по электропроводности долеритовые ба-

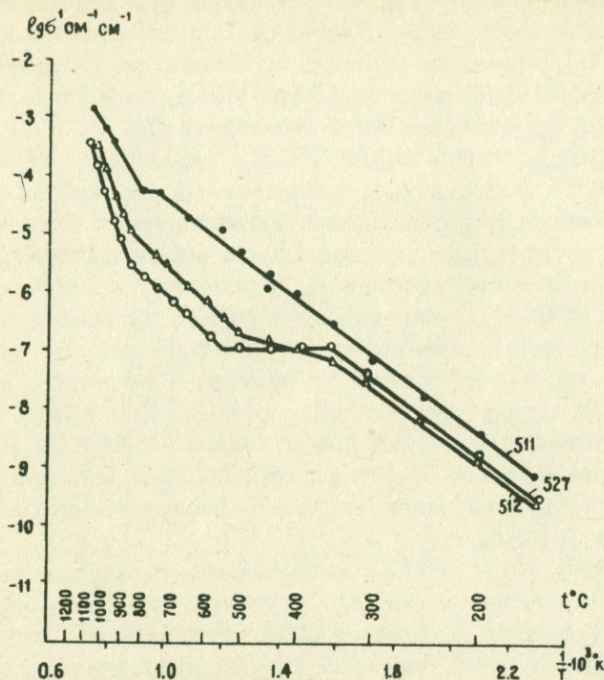


Рис. 87. Зависимость электропроводности долеритовых базальтов Лорийского плато от температуры.

зальты Лорийского плато (обр. 511 и 527, рис. 87). Эти различия можно отнести как за счет пористости ($m_3 = 5\%$ для обр. 511 и $m_3 = 9,4\%$ для обр. 527), так и различия в содержании пироксена, оливина и щелочей (отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ составляет 3,85 для обр. 511 и 3,1 для обр. 527).

В то же время долеритовые базальты Приереванского района (рис. 88), несмотря на несколько большие различия в эффективной пористости ($m_3 = 5,5\%$ для обр. 482 и $m_3 = 11,7\%$ для обр. 490), обнаруживают меньшие различия в электропроводности. Это объясняется разнонаправленным изменением различных факторов. Так, в обр. 482 содержание авгита (18,26%) и отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (3,91) меньше, чем в обр. 490 (19,37% и 4,46 соответственно), что и нивелировало

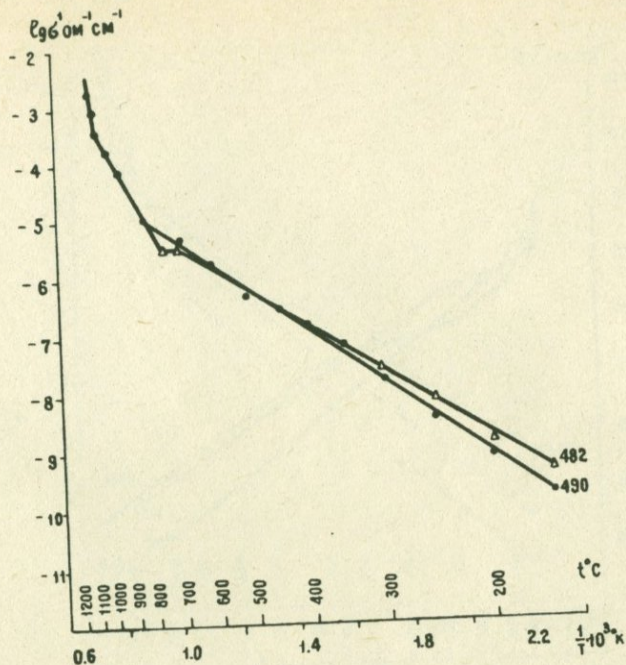


Рис. 88. Зависимость электропроводности долеритовых базальтов Приерванского района от температуры.

различия, обусловленные увеличением пористости.

Плотные долеритовые базальты памбакской свиты (обр. 1295, 1312, 1319) с эффективной пористостью 0,6 – 1,2% также обнаруживают различия в электропроводности (рис. 89). Эти различия следует относить в первую очередь за счет минералогического состава исследованных образцов. Электропроводность обр. 1319 близка к обр. 1295, но вместе они отличаются от обр. 1312. Последний характеризуется пониженным содержанием авгита (15,97% против 19,65% в обр. 1295) и несколько повышенным значением эффективной пористости.

Еще более ощутимые различия в электропроводности (рис. 90) наблюдаются при сопоставлении базальтов вулкана Сааксар (обр. 1109, и 1114) и долеритовых базальтов Камо (обр. 1131). При довольно близком химико-минералогическом составе этих пород эти различия можно отнести за счет пористости, которая у обр. 1114 достигает 26,8%.

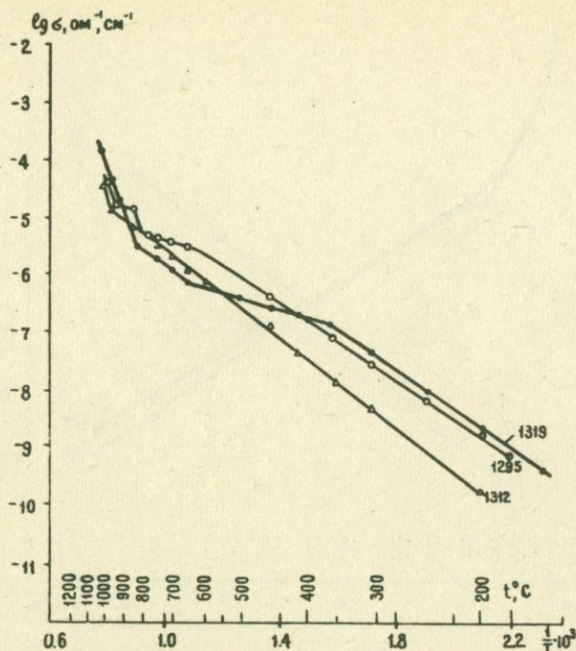


Рис. 89. Зависимость электропроводности долеритовых базальтов памбакской свиты от температуры.

Таким образом, на электропроводность базальтов влияние оказывают такие факторы, как пористость, процентное содержание пироксенов, их химический состав; отношение $\frac{K_2O}{Na_2O}$.

Влияние процентного содержания пироксена, который в исследованных породах представлен авгитом, не случайно. Согласно экспериментальным данным, авгит является одним из наиболее электропроводных минералов. Все это приводит к тому, что горные породы в пределах даже одного типа, благодаря различиям в составе и структурно-текстурным особенностям обнаруживают достаточно большой разброс в значениях электропроводности. Согласно полученным экспериментальным данным по изучению зависимости $\sigma(T)$ при атмосферном давлении оказалось, что долеритовые базальты (рис. 91) явля-

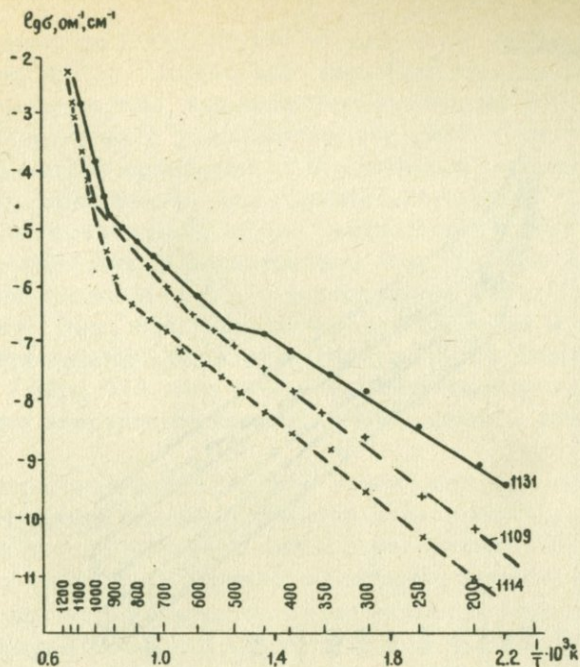


Рис. 90. Зависимость электропроводности долеритового базальта и базальтов Гегамского нагорья от температуры.

ются более электропроводными, чем обычные базальты. Долеритовые базальты памбакской свиты занимают промежуточное положение, перекрываясь долеритовыми базальтами лори-ахурянской толщи.

Долеритовые базальты лори-ахурянской толщи отличаются от базальтов Гегамского нагорья пониженным содержанием SiO_2 , повышенным содержанием суммарного железа и отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, процентным содержанием и характером вкрапленности рудных минералов, а также пониженными абсолютными значениями общей и эффективной пористости. Совокупность указанных факторов и обуславливает приведенное на рис. 91 положение графиков $\sigma(T)$.

Общей особенностью зависимости $\sigma(T)$ для исследуемых пород является закономерное увеличение электропроводности в процессе нагревания до 1100°C , достигающей 6–9 порядков

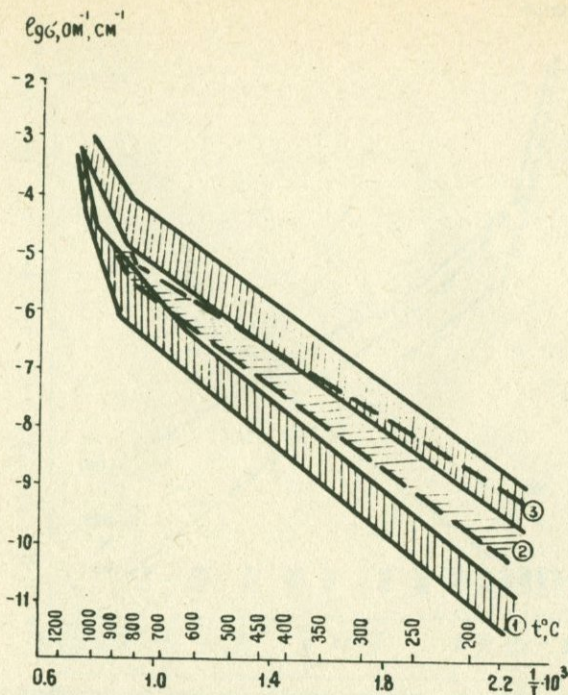


Рис. 91. Области расположения графиков $\lg \sigma = f\left(\frac{1}{T}\right)$:

1 – базальты Гегамского нагорья; 2 – долеритовые базальты памбакской свиты; 3 – долеритовые базальты лори-ахурянской толщи.

по сравнению с первоначальной. Величины электропроводности при температуре 1100°C оказываются близкими для различных пород.

Можно предположить, что при высоких температурах влияние структурно-текстурных особенностей пород на электропроводность снижается. Меньшую роль в пределах рассматриваемого класса пород играют и наблюдаемые различия их состава.

Электропроводность при высоких температурах и давлениях

Электропроводность долеритовых базальтов и базальтов Армении также исследовалась при одновременном воздейст-

вии давления до 20000 кг/см^2 в диапазоне температур $200-600^\circ\text{C}$ (табл. 71). Полученные экспериментальные данные свидетельствуют о том, что электропроводность при соответствующих температурах с увеличением давления возрастает на несколько десятков процентов, а в некоторых случаях на порядок и больше. Обнаружено, что градиент изменения электропроводности в области до 500 кг/см^2 наибольший у образцов с наибольшей эффективной пористостью. Это наглядно видно при сравнении графиков $\sigma(T)$ долеритового базальта (рис. 92) ² и базальта (рис. 93). При повышении давления до 20000 кг/см^2 электропроводность базальтов увеличивается больше, чем на порядок (табл. 71). При более высоких температурах градиент изменения электропроводности при увеличении давления снижается.

Одновременное воздействие температуры и давления не нарушает прямолинейный характер зависимости электропроводности от температуры. Изобары с увеличением давления сдвигаются в сторону увеличения электропроводности. Угол наклона к оси абсцисс при этом остается почти постоянным, что свидетельствует о том, что энергия активизации частиц, осуществляющих перенос энергии электрических зарядов, почти не изменяется. Однако у долеритового базальта, обр. 511 (рис. 92), угол наклона изобары при 20000 кг/см^2 по отношению к атмосферному давлению заметно изменился; соответственно изменилась также и энергия активизации от $0,74$ до $0,60 \text{ эВ}$.

На основании полученных экспериментальных данных построены области изменения электропроводности долеритовых базальтов Армении для давлений до 20000 кг/см^2 и температур $200, 300, 400, 500$ и 600°C (рис. 94). Следует отметить, что в эти области ложатся графики для базальтов рифтов Индийского океана.

Проведенные исследования показали, что области расположения графиков $\sigma(T)$ заметно обособляются для разных пород при сравнительно низких температурах ($200-300^\circ\text{C}$), но при дальнейшем увеличении температуры они сужаются и даже перекрываются.

Полученные экспериментальные данные позволяют сделать некоторые выводы о механизме электропроводности исследованных пород. Для этого использовались графики, построенные в координатах: электропроводность ($\lg \sigma$) — обратное значение температуры $\frac{1}{T}$, где T изменялось до 1200°C .

Таблица 71

Электропроводность (б) базальтов Армении при высоких давлениях и температурах

Образец	Температура, °C	Электропроводность ($10^{-8} \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$) при давлениях, кГ/см ²				
		500	5000	10000	15000	20000
511	200	6,4	25	52	82	120
	300	180	720	1400	1900	2600
	400	3900	1600	6900	$1,4 \cdot 10^4$	$1,7 \cdot 10^4$
	500	$1,1 \cdot 10^4$	$1,6 \cdot 10^4$	$2,3 \cdot 10^4$	$3,7 \cdot 10^4$	$3,9 \cdot 10^4$
	600	$1,6 \cdot 10^4$	$3,8 \cdot 10^4$	$4,6 \cdot 10^4$	$6,5 \cdot 10^4$	$7,3 \cdot 10^4$
512	200	18	36	61	81	96
	300	280	620	1200	2100	2600
	400	1100	1900	4800	7200	7800
	500	4300	8100	$1,4 \cdot 10^4$	$1,7 \cdot 10^4$	$2,1 \cdot 10^4$
	600	9000	$1,4 \cdot 10^4$	$2,0 \cdot 10^4$	$2,4 \cdot 10^4$	$4,1 \cdot 10^4$
527	200	2,4	7,6	23	43	51
	300	27	94	190	320	520
	400	1200	3100	5100	6000	8600
	500	1300	3200	5000	5900	7200
	600	5800	$1,1 \cdot 10^4$	$1,8 \cdot 10^4$	$1,7 \cdot 10^4$	$1,8 \cdot 10^4$
482	200	1,1	3,3	6,2	8,5	11
	300	29	130	180	290	330
	400	280	680	960	1300	1700
	500	2000	3700	4800	5100	5700
490	200	1,7	4,2	5,2	8,4	9,1
	300	16	32	47	64	76
	400	510	990	1400	2500	300
	500	2300	3600	5500	6800	780
	600	$1,8 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^4$	$3,9 \cdot 10^4$	$4,1 \cdot 10^4$	$4,1 \cdot 10^4$
1114	200	0,055	0,066	0,12	0,16	0,16
	300	2,1	3,1	5,1	6,2	7,3
	400	59	12	140	160	170
	500	550	74	1080	1200	1300
	600	3800	4300	5200	6700	11000
1295	200	6,2	11	0,18	0,23	0,26
	300	16	34	0,51	0,70	0,78
	400	51	100	150	180	230
	500	520	570	1300	1700	4100
	600	1600	3400	5600	7100	8100
1312	200	1,5	2,8	3,9	4,9	5,1
	300	8,5	15	21	26	29
	400	23	50	68	85	108
	500	2100	4800	5400	6100	6700
	600	1400	2800	3500	5700	6800

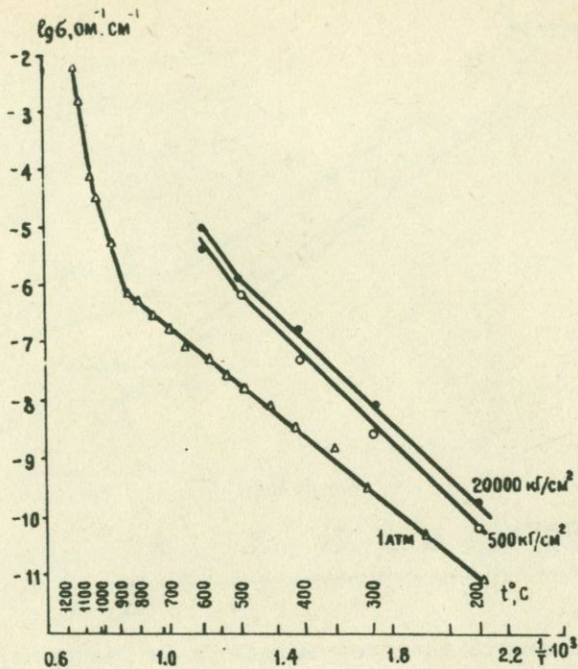


Рис. 92. Зависимость электропроводности от температуры и давления для долеритового базальта (обр. 511) с эффективной пористостью 5%.

Построение графиков в этих координатах дает возможность вычислить значение активации E_0 и значение предэкспоненциального коэффициента G_0 , а также судить о характере процессов проводимости. Для базальтов Армении на графиках $\lg \sigma = f\left(\frac{1}{T}\right)$ можно выделить несколько прямолинейных участков. Чаше наблюдается два прямолинейных участка. Первый из них соответствует интервалу 150–750 и 150–900°С, а второй – 700–900°С и выше. В большинстве случаев обнаруживается резкий излом на графиках. Как известно (72), зависимость электропроводности от температуры выражается прямой линией только тогда, когда перенос тока осуществляется частицами одного знака и с одинаковой степенью

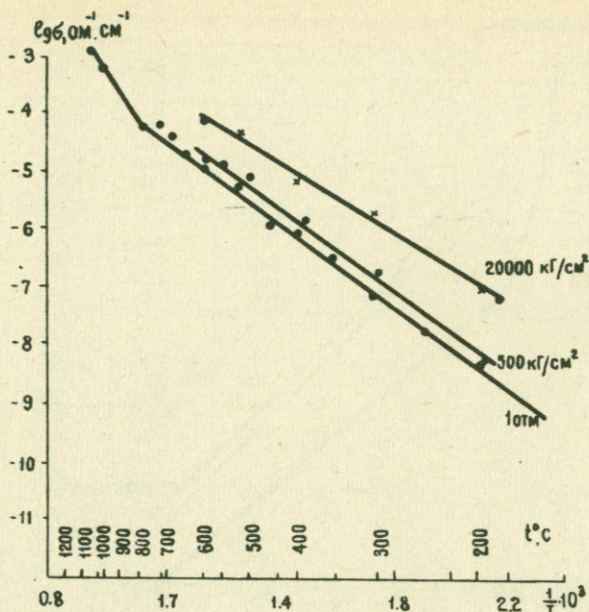


Рис. 93. Зависимость электропроводности от температуры и давления для базальта (обр. 1114) с эффективной пористостью 26,8 %.

закрепления. Причем в области высоких температур в электропроводности начинают принимать участие частицы с более высокими значениями энергии активации. Это обуславливает изменение наклона кривой и показывает, что с повышением температуры изменяется вид носителя тока. Обычно при низких температурах перенос тока осуществляется примесными ионами, а при высоких температурах — ионами основной решетки. Эти представления, справедливые для монокристаллов, обычно применяются и для объяснения температурного хода электропроводности поликристаллических агрегатов. Поскольку в настоящее время невозможно сказать что-либо определенное об относительной роли проводимости кристаллических зерен и межкристаллической прослойки, то обычно не делают различий между ними (164). Поэтому при истолковании экспериментальных данных по изверженным горным породам исполь-

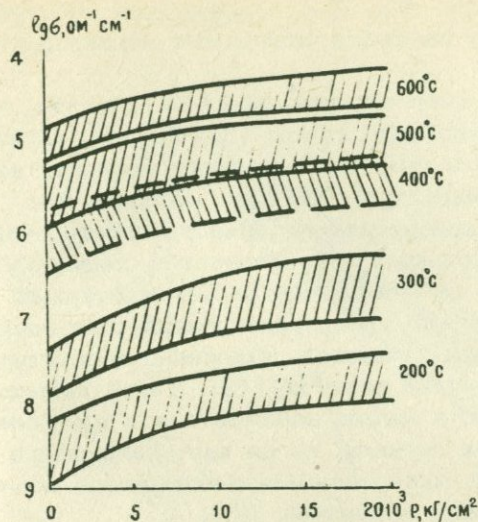


Рис. 94. Области расположения графиков $\lg \sigma = f(P, T)$ долеритовых базальтов и базальтов Армении.

зуют гипотетическую модель полупроводника, имеющего смешанную проводимость.

Из полученных данных видно, что более пологие отрезки графиков электропроводности имеют низкое значение E_0 характерное для примесной проводимости ($E_0 = 0,66-1,0$ эв). Энергия активации высокотемпературных участков долеритовых базальтов и базальтов составляет 1,99-3,5 эв, иногда - 3,8 - 6,6 эв. Низкие значения E_0 обусловлены тем, что примесные ионы находятся вне узлов кристаллической решетки и поэтому всегда имеют меньшую энергию закрепления, чем основные ионы решетки. Для примесных ионов достаточно невысоких температур, чтобы они, срываясь со своих мест закрепления, превратились в ионы, переносящие электрические заряды. Значения E_0 при $T = 900^\circ\text{C}$ и выше соответствуют вступлению в электропроводность нового механизма носителей тока, обусловленного основными ионами, вырванными из узлов кристаллической решетки сильными тепловыми флуктуациями. Как и для ранее изученных изверженных горных пород, электропроводность базальтов также имеет ион-

ный механизм, а параметры β_0 , E_0 определяют собственную электропроводность и являются физической характеристикой изученных пород.

Наблюдаемая высокая энергия активации E_0 частиц, осуществляющих электропроводность породы (3,5–6,0 эв), характерна для тех пород, излом графиков электропроводности которых происходит при температуре 900°С, а иногда и при 950°С. Эти температуры характеризуют область собственной проводимости пород. Поскольку у этих базальтов следов плавления не наблюдалось, то, возможно, высокотемпературный излом графика, после которого происходит резкий рост электропроводности, совпадает с моментом выделения конституционной воды из кристаллической решетки (49). Такой интенсивный рост электропроводности может наблюдаться и при более низких температурах в тех случаях, когда идет разрушение вторичных водосодержащих минералов или наблюдаются полиморфные превращения рудных минералов (73).

Таким образом, энергия активации частиц, участвующих в переносе электрических зарядов в базальтах, характеризует состояние породы при физико-химических превращениях минералов. Поэтому с целью определения истинной величины электропроводности был построен график собственной проводимости а–б (рис. 95).

Известно (72), что если в относительно чистый кристалл вводить примеси, то с увеличением их концентрации излом графика примесей электропроводности вещества сдвигается в область менее высоких температур. Причем все точки изломов ложатся на прямую линию, характеризующую собственную проводимость ионного кристалла. Аналогично (по точкам излома прямой линии примесной проводимости различных типов базальтов) был построен график собственной проводимости базальтов. Энергия активации собственной проводимости, найденная на рис. 95 при атмосферном давлении, имеет величину $E_0 = 2,6$ эв, а предэкспоненциальный коэффициент $\beta_0 = 6 \cdot 10^6 \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$. Эти величины немного меньше значений, полученных непосредственным измерением β и характеризуют термодинамические состояния базальтов в области собственной электропроводности. При давлении 20000 кг/см² значения E_0 в области собственной проводимости находятся в пределах 0,4–0,6 эв, а в области примесной проводимости – 1,4–1,8 эв, т. е. меньше, чем при атмосферном давлении.

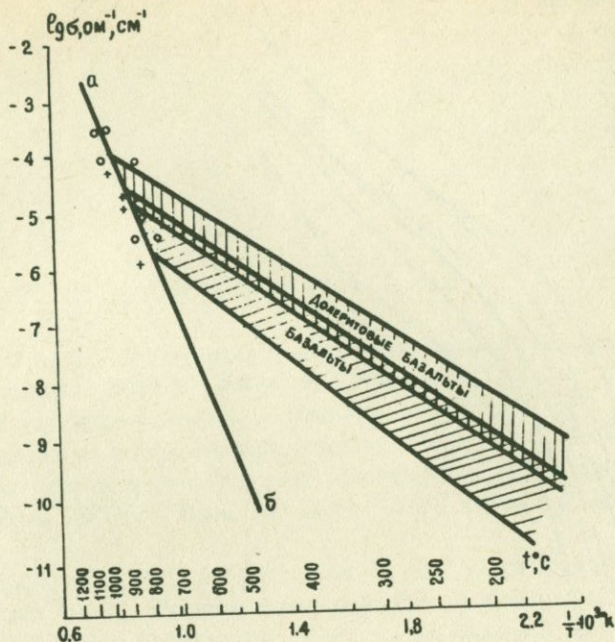


Рис. 95. График собственной проводимости (а-б) и области примесной проводимости долеритовых базальтов и базальтов Армении. Условные обозначения: $\dots$ - долериты, $+++$ - базальты, а-б - график собственной электропроводности, построенный по точкам излома прямой $\lg \sigma = f\left(\frac{1}{T}\right)$. За-штрихованные области графиков - область примесной проводимости.

На основании выполненных исследований можно отметить следующее.

1. Электропроводность базальтов различных типов в области умеренных температур обнаруживает определенную связь с их составом и структурно-текстурными особенностями. Увеличение пористости понижает электропроводность и оказывает влияние на градиент ее изменения в области давлений до 500 кГ/см^2 .

2. Базальты Армении в области температур до 900°C (рис. 96) характеризуются более высокой электропровод-

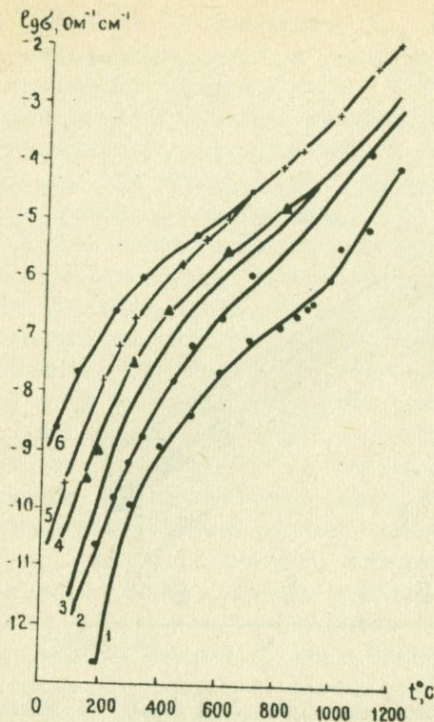


Рис. 96. Зависимость электропроводности магматических горных пород от температуры. 1 - мантийные эклогиты, 2 - ультраосновные породы, 3 - базальты Армении, 4 - базальты траппов, 5 - островные базальты Индийского океана, 6 - базальты рифтовой зоны Индийского океана.

ностью, по сравнению с ультраосновными породами и эклогитами, хоть и меньшей, чем базальты Индийского океана и континентов.

3. Полученные значения $E_0 = 2,6$ эв и $\sigma_0 = 6 \cdot 10^6 \text{ } \Omega^{-1} \text{ cm}^{-1}$ собственной проводимости изученных пород являются физическими величинами, определяющими термодинамические процессы этих веществ. Собственная проводимость в области температур 700-1200°С осуществляется в базальтах, как и для большинства изверженных пород, ионами кристаллической решетки. Этим подтверждается возможность установления методами электрического зондирования очагов базальтовой магмы на соответствующих глубинах, а также возможность их разграничения среди других типов (по составу) магм.

1. Адамян А.А. Петрографическая характеристика продуктов вулканизма. В кн.: "Геология Армянской ССР", т. 1У, Петрография, вулканические породы. Изд-во АН Арм. ССР, 1970.

2. Адамян А. А. Распределение элементов-примесей в минералах высокоглиноземистых базальтов лав Лорийского плато (Арм. ССР). "Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле", 24, № 2, 1971.

3. Акопян Ц. Г., Арутюнян Э. А., Ванцян Г. М., Оганесян Ш. С. Физические свойства горных пород и руд. В кн.: "Геология Армянской ССР", т. X. Изд-во АН Арм. ССР, 1972.

4. Алыпova О. М. Некоторые данные о физических свойствах вулканических пород района Ключевской группы вулканов. "Бюлл. вулканологических станций", № 43, 1967.

5. Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ. Физматгиз, М., 1962.

6. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд-во "Айпетрат", Ереван, 1958.

7. Багин В. И., Бродская С. Ю., Петрова Г. Н., Печерский Д. М. Глубина очагов вулканов Курило-Камчатской островной дуги по данным термомагнитных исследований вулканических пород. "Изв. АН СССР. Физика Земли", № 5, 1971.

8. Баюк Е. И. Скорости упругих волн в образцах изверженных и метаморфических пород при давлениях до 4000 кг/см². "Тр. Ин-та физики Земли", № 37 (204), 1966.

9. Беликов Б. Н. и др. Упругие свойства горных пород и минералов. "Наука", М., 1970.

10. Берч Ф. Скорости продольных волн в горных породах при давлениях до 10 кбар. В сб.: "Ультразвук в геофизике", "Мир", М., 1964.

11. Бокин П. Я. Механические свойства силикатных стекол. "Наука", Л., 1970.
12. Бондаренко А. Т. Обобщение данных по электропроводности изверженных горных пород при высоких температурах в связи со строением земной коры и верхней мантии". ДАН СССР", т. 178, 1968.
13. Бондаренко А. Т., Галдин Н. Е. О физико-механических свойствах базальтов при высоких давлениях и температурах. "Изв. АН СССР. Физика Земли", № 5, 1972.
14. Вистелиус А. Б. Проблемы математической геологии. "Геология и геофизика", № 12, 1963.
15. Волярович М. П. Исследование упругих свойств горных пород при высоких давлениях. "Физические основы тектонофизики" (Тр. 1-го Всес. совещ. по тектонофизике в 1967 г.). Госгеолтехиздат, М., 1960.
16. Волярович М. П. Исследование физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях. "Геология и геофизика", № 4, 1961.
17. Волярович М. П., Гурвич А. С. Исследование динамического модуля упругости горных пород в зависимости от температуры. "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", № 4, 1967.
18. Волярович М. П., Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т. Исследование электросопротивления основных, ультраосновных и щелочных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. В кн.: "Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях", "Наука", М., 1966.
19. Волькенштейн В. С. Измерение тепловых характеристик твердых и жидких тел методом двух температуро-временных точек. "Тр. ЛТН", вып. 32, 1955.
20. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм.ССР, 1959.
21. Габриелян А. А. Фазы складкообразования и породообразования в Армении. "Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле", т. XX, № 1, 1972.
22. Габриелян А. А., Адамян А. И., Акопян В. Т., Арзуманян С. К., Вегуни А. Т., Саркисян О. А., Симонян Г. Т. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Изд-во "Митк", Ереван, 1968.
23. Габриелян А. А., Багдасарян Г. П. и др. Основные этапы геотектонического развития и магматической дея-

тельности на территории Армянской ССР. "Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле", № 1, 1963.

24. Габриелян Г. К. Джавахетский хребет. В кн.: "Геология Арм. ССР", т. 1, Геоморфология, Изд-во АН Арм. ССР, 1967.

25. Гинзберг А. С. Петрография республики Армения. В кн.: "Петрография СССР", сер. 1, вып. 2, Изд-во АН СССР, 1938.

26. Грабовский М. А., Жерденко О. Н., Ветошкин И. Д. О возможности подсчета содержания магнитных минералов в руде при использовании метода магнитной порошковой графи. "Жизнь Земли", № 4, 1967.

27. Груза В. В. Линейные парагенезисы главных породообразующих элементов девонских эффузивов Алтай-Саянской складчатой области и опыт их генетической интерпретации. "Сов. геология", № 12, 1964.

28. Груза В. В. О процессах магматической дифференциации в связи с особенностями парагенезисов петрогенных элементов в природных стеклах. В кн.: "Вопросы математической геологии", "Наука", Л., 1968.

29. Гущин А. В. Генетические серии базальтов орогенных этапов развития складчатых поясов (на примере Карпат, Кавказа, Казахстана). Автореф. канд. дисс., Изд-во Моск. ун-та, 1973.

30. Дмитриев Л. В. К вопросу о составе вещества верхней мантии. "Геохимия", № 10, 1972.

31. Дортман Н. Б. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. "Недра", М., 1964.

32. Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли, ОНТИ, М., 1936.

33. Заварицкий А. Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. "Изв. АН Арм. ССР. Сер. геологическая", № 1, 1945.

34. Иванов Д. Н. Линейные парагенезисы главных породообразующих элементов гранитов Центрального Казахстана, "ДАН СССР", т. 150, № 2, 1963.

35. Иванов Д. Н., Косьюко М. К. Линейные парагенезисы главных породообразующих элементов андезито-базальтов Камчатки. "ДАН СССР", т. 164, № 6, 1965.

36. Канамори Х., Пур А., Чунь Д., Уолс Д., Симонз Д. Скорости распространения упругих волн в образцах лунных

пород измеренные при высоких давлениях. "Изв. АН СССР, Сер. геологическая", № 7, 1970.

37. Карапетян К. И. Четвертичный вулканизм бассейна р. Арпа в Армении. В сб.: "Вопросы вулканизма", Изд-во АН СССР, М., 1962.

38. Карапетян К. И. Гегамское нагорье и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении. В сб.: "Вулканические и вулканоплутонические формации", "Наука", М., 1966.

39. Карапетян К. И. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. "Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле", № 3, 1969.

40. Карапетян К. И. Плио-плейстоценовые вулканические породы Армении. В кн.: "Геология Арм. ССР", т. 1У. Петрография, вулканические породы, Изд-во АН Арм. ССР, 1970.

41. Карапетян К. И., Адамян А. А. Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, 1973.

42. Карапетян С. Г. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитов пород Армении. "Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле", т. 21, № 1-2, 1968.

43. Карапетян С. Г. Плио-плейстоценовые вулканические породы. Липариты и липарито-дациты. В кн.: "Геология Армянской ССР", т. 1У. Петрография, вулканические породы". Изд-во АН Арм. ССР, 1970.

44. Карапетян С. Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых куполовидных вулканов Армянской ССР, Изд-во АН Арм. ССР, 1972.

45. Козлов М. Т., Тюремнов В. А. Использование плотности и пористости для геологического расчленения диабазовых покровов протерозоя. В сб.: "Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры", "Наука", М., 1968.

46. Коптев-Дворников В. С. и др. Вулканогенные породы и методы их изучения. "Недра", М., 1972.

47. Корниец Д. В. Методика изучения скорости V_p при высоких давлениях с использованием акустической линии задержки. "Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР", вып. 24, "Наукова думка", Киев, 1968.

48. Кочкин Ю. Н. Кислотно-основные свойства силикатных расплавов. Ротапринт ИГИГ, Новосибирск, 1969.

49. Кузнецов А. А. О применении термографии для исследования траппов северо-запада Сибирской платформы. "ДАН СССР", т. 163, № 2, 1965.

50. Кузнецова К. И. Закономерности разрушения упруго-вязких тел и некоторые возможности приложения их к сейсмологии. "Наука", М., 1969.

51. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. "Недра", М., 1964.

52. Кутюлин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. "Наука", Новосибирск, 1968.

53. Кутюлин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. "Наука", Новосибирск, 1972.

54. Лебедев Т. С., Корниец Д. В., Шаповал В. И., Корчик В. А. Упругие свойства горных пород при высоких давлениях. "Наукова думка", Киев, 1972.

55. Лебедев Т. С., Оровецкий Ю. П. Физические свойства и вещественный состав изверженных пород Горного Крыма. "Наукова думка", Киев, 1969.

56. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Андезито-базальтовая формация центральной части Армении. В сб.: "Бассейн оз. Севан (Гокча)", т. 1, Изд-во АН СССР и УВХ ССР Армении, 1929.

57. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. "Изв. АН Арм. ССР. Сер. геол. и геогр. наук", № 4, 1957.

58. Мак-Берни А. Р. Андезитовый и риолитовый вулканизм складчатых поясов. В сб.: "Земная кора и верхняя мантия", "Мир", М., 1972.

59. Мак-Лин. Механические свойства металлов. "Металлургия", М., 1965.

60. Максимов В. К., Сухорада А. В. Национальная методика магнитного анализа горных пород. В сб.: "Геозические исследования на Украине", "Наукова думка", Киев, 1972.

61. Мархинин Е. К., Стратула Д. С. Некоторые петрологические, геологические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами земли. В кн.: "Вулканизм и глубины земли". "Наука", М., 1971.

62. Милановский Е. Е. Новейшая позднеорогенная стадия геологического развития Кавказа. Автореф. докт. дисс., М., 1965.

63. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, М., 1963.

64. Моисеенко У. С., Соколова Л. С., Истомина В.Е. Электрические и тепловые свойства горных пород. "Наука", Новосибирск, 1970.
65. Моллиндер Ф., Проктор Б. Константы упругости плавленого кварца при больших деформациях растяжения. В кн.: "Прочность стекла", "Мир", М., 1969.
66. Набоко С. И. Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки. В сб.: "Петрохим. особенности молодого вулканизма", Изд-во АН СССР, М., 1963.
67. Нагата Т. Магнетизм горных пород. "Мир", М., 1965.
68. Оганесян Ш. С. О природе региональных аномалий силы тяжести Аракатской котловины. "Изв. АН Арм.ССР. Сер.геол. и географ. наук", т. XI, № 1, 1958.
69. Остафийчук И. М., Степченко С. Б. Поведение химических элементов семейства железа в генетически связанной серии известково-щелочных базальтоидов (на примере Армянской части Транскавказского поперечного поднятия). "Мат. по геологии, геохимии, геофизике Украины, Молдавии, Армении", № 9, Изд-во Киевского ун-та, Киев, 1973.
70. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изд. АН Арм. ССР, 1957.
71. Паффенгольц К. Н. Кавказ, Карпаты, Балканы. Изд. АН Арм. ССР, 1971.
72. Пархоменко Э. М. Электрические свойства горных пород. "Наука", М., 1965.
73. Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т. Электропроводность горных пород при высоких температурах и давлениях. "Наука", М., 1972.
74. Петрова Г. Н., Печерский Д. М. Магнитные характеристики базальтов и перидотитов рифтовой зоны Индийского океана. В сб.: "Проблемы строения земной коры и верхней мантии", "Наука", М., 1970.
75. Петрова М. А. Генетические типы высокоглиноземистых базальтов и андезитов-базальтов (на примере Кавказа и Карпат). "Сов. геология", № 10, 1972.
76. Печерский Д. М. Связь магнитных свойств изверженных горных пород с условиями их образования. Автореф. дисс., М., 1971.
77. Печерский Д. М., Шаронова З. В. О происхождении магнетита в магматических породах основного состава. "Изв. АН СССР. Физика Земли", № 8, 1970.

78. Продайвода Г. Т. Влияние петрографических факторов на физические свойства вулканогенных пород. "Геофизический сборник Ин-та геофизики АН УССР", вып. 46, "Наукова думка", Киев, 1972.

79. Продайвода Г. Т. Лабораторная установка для измерения скорости ультразвука в образцах горных пород импульсно-фазовым методом. В сб.: "Геофизические исследования на территории Украины", "Наукова думка", Киев, 1972.

80. Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. "Недра", Л., 1970.

81. Ритман А. Вулканы и их деятельность. ИЛ, М., 1964.

82. Садовский М. А. Насущные задачи геофизики в комплексе наук о Земле. "Вестн. АН СССР", № 1, 1968.

83. Саркисян О. А. Палеотектонические карты Армянской ССР и прилегающих частей М.Кавказа для альпийского этапа развития. "Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле", № 3, т. XXIV, 1971.

84. Святловский А. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. "Наука", М., 1967.

85. Семенова О. Г. О минимальных размерах выборок и площадей при вероятностной оценке эффективности поисковой сети. "Геология и геофизика", № 4, 1966.

86. Силаева О. Н., Баюк Е. И. О природе анизотропии упругих свойств горных пород. "Изв. АН СССР. Физика Земли", № 12, 1967.

87. Скорикова М. ф. Упругие свойства горных пород южной части Сахалина и их использование в интерпретации геофизических наблюдений. "Наука", М., 1970.

88. Соболдв В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. "Чтения им. В. Н. Вернадского", XII, "Наука", М., 1973.

89. Справочник физических констант горных пород. "Мир", М., 1969.

90. Старостин В. И., Зарайский Г. П. Изучение физико-механических свойств колчедановых вулканогенных пород. "Сов. геология", № 6, 1967.

91. Сухорада А. В. Магнитные свойства гранитоидов и некоторые аспекты их геологической интерпретации. "Мат. IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма", часть II, Баку, 1973.

92. Тейлор С. Р. Геохимия андезитов. В сб.: "Распространенность элементов в земной коре", "Мир", М., 1972.
93. Толстой М. И., Молявко В. Г., Продайвода Г. Т., Сухорада А. В. Петрофизические особенности гранитоидов чудново-бердичевского комплекса Украинского щита. Геологический журнал АН УССР, т. 33, вып. 3, 1973.
94. Хаин В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа, "Сов. геология", № 39, 1949.
95. Харазян Э. Х. Стратиграфическое положение долеритовых лав Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахкского хребта. "Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле", № 5, 1966.
96. Харазян Э. Х. Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Ахурия (Арм. ССР). "Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле", 5, 1968.
97. Харазян Э. Х. Геология новейших вулканических образований северо-западной части Армянской ССР (бассейны рр. Ахурия и Дзорагет). Автореф. канд. дисс., Ереван, 1970.
98. Харазян Э. Х. К петрохимической характеристике долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР. "Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле", № 2, 1971.
99. Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. "Тр. Всес. научно-исслед. геолого-разв. ин-та", вып. 256, "Недра", Л., 1967.
100. Хьюз Д., Моретт К. Скорости упругих волн в гранитах и основных изверженных породах при изменении давления и температуры. В сб.: "Ультразвук в геофизике", "Мир", М., 1964.
101. Ширинян К. Г. Антропогенный вулканизм Армении. В сб.: "Вопросы вулканизма", Изд. АН СССР, М., 1962.
102. Ширинян К. Г. Петрохимические особенности молодого вулканизма Армении. В сб.: "Петрохимические особенности молодого вулканизма", Изд-во АН СССР, М., 1963.
103. Ширинян К. Г. О возможных глубинных условиях ареального вулканизма. "Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле", № 5-6, 1967.
104. Ширинян К. Г. Плио-плейстоценовые вулканические породы Армении. В кн.: "Геология Армении, т. IУ. Петрография, вулканические породы", Изд-во АН Арм. ССР, 1970.
105. Ширинян К. Г. Позднеорогенный вулканизм. В кн.: "Позднеорогенный кислый вулканизм", Изд. АН Арм. ССР, 1971.

106. Ширинян К. Г., Аджимамудов Э. Б. Тектонические условия новейших вулканических проявлений Армении (по данным геофизических исследований). В сб.: "Вулканизм и глубинное строение Земли", "Наука", М., 1966.

107. Ширинян К. Г., Карапетян К. И. Петрогенезис новейших кварцсодержащих лав Армении. "Изв. АН Арм. ССР. Сер. геол. и географ. наук", № 1, т. XII, 1959.

108. Ширинян К. Г., Карапетян Л. Б. О некоторых геолого-петрографических аспектах новейшего базальтового вулканизма Армении. "Зап. Арм. отд. ВМО", вып. 6, 1974.

109. Устиев Е. К. Некоторые особенности механизма происхождения пористых лав на примере позднечетвертичного трахибазальтового потока долины Монни. "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 12, 1959.

110. Abbot M. Y. K and Rb in a alkaline rock, *Geoch. et Cosm. Acta*, v. 31, N6, 1967.

111. Ade-Hall I. M. The magnetic properties of some submarine oceanic lavas. *Geoph. J.* 9, 1963.

112. Ahrens L. X. Et al. Association of Rb and K and their abundances in common igneous rock and meteorites *Geoch. et Cosm. Acta*, 2, 1952.

113. Buddington A. F. Lindsley D. H. Iron-titanium oxide minerals and syntetic equivalents. *J. Petrol.* 5, 1964.

114. Charnichael J. S. E. The cristallization of feldspar in volcanic acid liquids. *Quart. - G. Geol. Soc. London*, v. 119. N473, 1963.

115. Douglas R. W., Nath P., Paul A. Oxyden ion activity and its influence on the redox equilibrium in glasses. *Phys. and Chem. Ge.* v. 6, N6, 1963.

116. Heier K. S., a Adams G. A. The geochemistry of the alkali metals. *Phys. Chem. Earth* 5, 1963.

117. Kuno H. Origin of Genozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas *Bul. Volcanol. ser. 2*, 1959.

118. Kuno H. High-alumina Basalt. *Journal of Petrology*, volume 1, N2, 1960.

119. Lessing R. et al. K and Rb distribution in Hawaiian lavas. *G. Geophys. Res.* 68, 1963.

120. Murata K. A new method of plotting chemical analysis of basaltic rock. *Amer. Jour. Sci. Bradley*, vol. v. 258-A, 1960.

121. Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the cristallization and differentiation of basaltic magmas. *Gour. Sci.* v. 257, N9, 1959.

122. Poldervaart A., Parker A. B. The cristallization index differentiation in binary variation diagrams. *Amer. G. Sci.* v. 262, N3, 1964.

123. Poldevaart A. Chemical definition of alkali basalts and tholeiites. *Bul. Geol. Soc. Amer.* 75. 1964.

123. Poldevaart A. Chemical definition of alkali basalts and tholeiites. *Bul. Geol. Soc. Amer.* 75, 1964.

124. Shimozuru D. Geophysical evidents for suggesting the existence of molten pockets in the Earth's upper mantle. *Bull. Wulcano-*
log. t. XXVI, 1963.

125. Steiner A. Petrogenetic implication of the 1954 Ngauruhoe lava. *N. Z. Jour. of Geol. and Geophys.* 1, N2, 1958.

126. Taubeneck W. H. An appraisal of some K - Rb ratio in igneous rock. *G. Geoph. Res.* 70, 1965.

127. Thornton C. R., Tuttle O. F. Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index. *Amer. Jour. Sci.* v. 258, N9, 1960.

128. Wager L., Deer W. The petrology of Skaergaard intrusion. *Medd. an Gronland. Bd.* 105, N4, 1939.

129. Watkins N. D., Haggerty S. L. Primary oxidation variation and petrogenetic in a single lava. *Contr. Miner. and Petr.* 15, 1967.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение (М. И. Толстой, К. Г. Ширинян)	5
Глава I. Методика опробования, анализ проб вулканогенных образований и статистическая обработка данных (М. И. Толстой, Н. Н. Жуков, Г. Т. Продайвода) ...	8
1. Опробование вулканогенных пород	8
2. Методика аналитических исследований	21
3. Статистическая обработка данных	27
Глава II. Новейшая вулканическая область Армении. История геологического развития и структурно-тектонические условия вулканических проявлений (К. Г. Ширинян)	33
Глава III. Западная вулканическая зона Армении	47
1. Петрогеохимические особенности долерито-базальтовой парагенетической ассоциации вулканических пород (А. А. Адамян, В. Г. Молявко, И. М. Остафийчук, Э. Х. Харазян, К. Г. Ширинян)	51
2. Физические свойства долерито-базальтовой парагенетической ассоциации вулканических пород (Г. Т. Продайвода, А. В. Сухорада)	69
3. Петрогеохимические особенности андезито-базальт - андезит - андезито-дацит - дацитовой ассоциации (В. Г. Молявко, И. М. Остафийчук, Э. Х. Харазян, К. Г. Ширинян)	83
4. Физические свойства андезито-базальт - андезит - андезито-дацит - дацитовой парагенетической ассоциации вулканических пород (Кечутская структурная подзона) (Г. Т. Продайвода, А. В. Сухорада) ..	113
Глава IV. Восточная вулканическая зона Армении ...	126
1. Петрохимические особенности базальт-андезито-базальт - андезитовой парагенетической ассоциации вулканических пород Гегамского нагорья (И. М. Остафийчук, В. Г. Молявко)	132

2. Петрогеохимические особенности андезитобазальт – андезитовой парагенетической ассоциации вулканических пород Айоцдзора (И. М. Остафийчук, В. Г. Молявко)	158
3. Физические свойства вулканических пород Гегамского нагорья (Г. Т. Продайвода, А. В. Сухорада).	180
4. Физические свойства вулканических пород Айоцдзора (Г. Т. Продайвода, А. В. Сухорада)	195
Глава У. Верхнеплиоцен-четвертичная липаритовая формация	206
1. Петрогеохимическая характеристика пород (И. М. Остафийчук, В. Г. Молявко, С. Г. Карапетян)	209
2. Физические свойства пород (Г. Т. Продайвода, А. В. Сухорада)	222
Глава У1. Сравнительная петрогеохимическая характеристика вулканитов западной и восточной вулканических зон Армении (К. Г. Ширинян, И. М. Остафийчук)	231
Глава УII. Физические свойства вулканических пород Армении при высоких термодинамических параметрах (Г. Т. Продайвода)	269
1. Исследование скоростей упругих волн вулканических пород в условиях высоких давлений	269
2. Электрические параметры базальтов при высоких давлениях и температурах	291
Л и т е р а т у р а	311

СОСТАВ, ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ВОПРОСЫ
ПЕТРОГЕНЕЗИСА НОВЕЙШИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ
ОБРАЗОВАНИЙ АРМЕНИИ

Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук АН Армянской ССР

Ответственный редактор Э. Г. Малхасян
Редактор издательства Г. А. Абрамян
Художник О. Т. Саркисян
Худож. редактор А. Н. Горцакалян
Технический редактор Р. Х. Геворкян
Корректор Л. С. Азатян

Набрана на наборно-пишущей машине операторами
М. Б. Геворкян, З. А. Оганесян

Книга издана офсетным способом.

ВФ 03102 Изд. 5151 Заказ 194 Тираж 500
Сдано в производство 20.02.1980 г., подписано к печати
4.01.1980 г., печ. 20,25 л.+ 16 вкл., усл. печ. л. 25,75
изд. 21,27 л., бумага № 1,60х901/16
Цена 3 р. 45 коп.

Издательство АН Армянской ССР
375019 Ереван, Барекамутян, 24 г.
Типография Издательства АН Армянской ССР,
г. Эчмиадзин

337