

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОХИМИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА



НАУКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов

ГЕОХИМИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
С.В. Григорян



Москва
"Наука", 1987



Геохимия континентального вулканизма. Л.С. Бородин, В.С. Попов, В.С. Гладких, И.К. Пятенко, Л.Д. Туголесов, В.А. Соловьев, В.А. Семина, С.М. Ляпунов, Ю.С. Николаенко. М.: Наука, 1987.

На основе геохимического изучения вулканогенных пород из различных регионов СССР, а также обобщения данных по базальтоидным сериям многих континентальных и океанических провинций рассмотрены закономерности распределения петрогенных и редких элементов-примесей. Обсуждаются геохимические аспекты петрологических моделей; намечены главные тренды магматической дифференциации и дана общая петрохимическая типизация базальтоидных серий.

Ил. 75. Табл. 47. Библиогр. 50 назв.

Рецензенты:

С.М. Бескин, Р.П. Тихоненкова

ПРЕДИСЛОВИЕ

Представления о формировании изверженных горных пород и связанного с ними оруденения приобрели в последние годы такую определенность и достоверность, которые еще недавно казались труднодостижимыми. В значительной мере это обусловлено существенным прогрессом геохимических исследований. Если в относительно недалеком прошлом магматическая петрология базировалась главным образом на соотношениях между породообразующими минералами и петрогенными химическими элементами, то в настоящее время полноценный петрологический анализ немыслим без привлечения данных о распределении малых элементов-примесей. Благодаря внедрению точных методов определения низких концентраций многих элементов эти данные стали весьма надежными и позволяют получать не только качественные, но и количественные решения спорных петрологических задач (оценка состава исходного мантийного субстрата, генетической специфики первичных мантийных магм и др.). Важная роль элементов-примесей заключается еще и в том, что их распределение в породах и минералах может служить независимым количественным критерием проверки тех или иных петрологических моделей, основанных на фазовых соотношениях.

Объем геохимической информации, относящейся к магматическим образованиям, очень велик и продолжает непрерывно расти. Однако не все типы изверженных пород имеют равноценную геохимическую изученность. В последние годы наибольшее внимание привлекали магматиты океанического дна, внутриокеанических островов и островных дуг в зонах перехода от океанов к континентам. Как известно, для океанических и периокеанических магматитов имеются самые подробные геохимические данные, и именно эти данные положены в основу фундаментальных разработок современной химической петрологии. Магматические породы континентов изучены в геохимическом отношении значительно хуже. Так, о геохимических особенностях траппов континентальных кратонов известно гораздо меньше, чем о геохимии океанических базальтов, известково-щелочные породы внутриконтинентальных интрузивно-вулканических поясов изучены в геохимическом отношении неизмеримо слабее, чем породы островных дуг. Также и для многих провинций щелочных пород, столь ярко представленных на континентах, геохимическая информация менее детальна по сравнению с теми сведениями, которые получены для щелочных пород океанических островов. Недостаточное количество фактического материала по континентальным магматитам не позволяет пока провести всестороннее и исчерпывающее геохимическое сопоставление изверженных пород континентов и океанов, что имеет первостепенное значение для правиль-

ной оценки не только общих петрологических, но и современных геодинамических концепций.

Территория Советского Союза, занимающая шестую часть суши и охватывающая весьма разнородные геологические провинции, предоставляет широчайшие возможности для изучения геохимии континентального магматизма. В данной монографии изложены результаты геохимических и петрологических исследований, касающихся континентальных вулканитов нескольких провинций СССР и проведенных в последние годы сотрудниками ИМГРЭ. Объектами исследований служили щелочно-базальтоидные и базальтовые серии Русской платформы, Маймеча-Котуйской провинции, Сибирской платформы, Забайкалья, Кузнецкого Алатау, а также известково-щелочные и субщелочные серии, сформированные в плиоцен-четвертичное время на Кавказе.

При геохимическом анализе континентальных вулканитов, как и других магматических пород, важное значение приобретает когерентность петрогенных и редких элементов — сопряженность их геохимического поведения в процессе магматической дифференциации. В этом отношении особый интерес представляют редкие литофильные элементы — цирконий, ниобий, редкие земли и др., концентрирующиеся совместно с калием и натрием в остаточных магматических фракциях повышенной щелочности. В связи с этим существенным аспектом при геохимической интерпретации петрологических данных является выяснение закономерностей концентрации редких элементов и оценка величин их средних содержаний (кларков) в зависимости от таких петрохимических параметров, которые позволяют наиболее наглядно рассмотреть последовательность магматической дифференциации и формирования базальтоидных серий с учетом изменения их щелочности и кислотности. Этому вопросу и характеристике главных геохимических трендов базальтоидных серий посвящена первая глава книги, предваряющая петрографическое и геохимическое описание вулканитов из отдельных петрографических провинций.

Авторы стремились по возможности полнее привести оригинальные материалы, в первую очередь новые аналитические данные. Значительная часть этих данных относится к тем континентальным вулканитам, которые до сих пор геохимически были изучены весьма слабо. Авторский коллектив выражает глубокую благодарность сотрудникам лабораторий ИМГРЭ и Бронницкой геолого-геохимической экспедиции (БГГЭ), выполнившим большой объем аналитических работ, положенных в основу монографии.

Авторы надеются, что книга будет способствовать углублению знаний о геохимии магматических пород и окажется полезной в решении актуальных вопросов происхождения и минерализации вулканических серий.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТРЕНДЫ БАЗАЛЬТОИДНЫХ СЕРИЙ И ОЦЕНКА КЛАРКОВ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

При геохимической типизации наиболее распространенных базальтоидных и андезитовых дифференциатов обычно исходят из возможности их генетической связи с толеитовыми и известково-щелочными сериями. Те и другие в совокупности охватывают основную массу магматитов из океанических и континентальных вулканогенных провинций и противопоставляются в качестве общей субщелочной группы менее распространенным щелочно-базальтовым рифтогенным и другим сериям повышенной щелочности. Поскольку суммарная щелочность возрастает в любых базальтоидных сериях по мере магматической дифференциации, в качестве главного критерия различия субщелочных и щелочных серий большей частью служит не абсолютная величина щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), а ее соотношение с другими окислами. В первую очередь кремнеземом (диаграмма Макдональда—Кацуры). Для подразделения субщелочных серий на известковистые толеитовые и нормальные известково-щелочные обычно привлекается еще один критерий — соотношение магния и железа на диаграмме AFM [42].

Оба указанных критерия не позволяют непосредственно оценить количественное соотношение кальция ("известьи") и щелочных металлов в выделяемых группах магматитов. Поэтому широко используемые в петрологии определения главных групп по степени щелочности базальтоидов (известково-щелочные, умеренно-щелочные, толеитовые и др.) также не имеют четких количественных разграничений в зависимости от соотношения кальция и валовой щелочности. Эта неопределенность, неоднократно обсуждавшаяся многими авторами, связана также и с тем, что на диаграммах AFM не удастся четко обособить фигуративные точки различных серий, поскольку их средние и особенно кремнекислые дифференциаты могут быть практически неразличимы по соотношению щелочных и феррических компонентов.

К тому же сам метод выделения серий с помощью диаграмм AFM, по мнению ряда исследователей, не может быть признан вполне объективным из-за недостаточной петрологической представительности тройных диаграмм этого типа [34, 50]. В связи с этим в последние годы наиболее значимым критерием при типизации базальтоидных серий считается различие в содержании калия; выделяют низкокалиевые (островодужные толеитовые), среднекалиевые (известковощелочные) и высококалиевые серии повышенной щелочности. Очевидным недостатком этого параметра является его неполное соответствие суммарной щелочности, особенно при сопоставлении существенно натриевых и калиевых щелочно-базальтовых серий.

В связи с этим представляется целесообразным рассмотреть возможность применения при типизации и количественной оценке щелочности дифференцированных базальтовых серий петрохимического параметра, одновременно учитывающего и суммарную щелочность, и известковистость [6]. Таким параметром может служить отношение суммы атомных количеств натрия и калия к кальцию $(Na + K)/Ca$. Типизация серий выполнена на основе обобщения данных по базальтоидным и андезитовым сериям, охватывающим ряды последовательных дифференциатов главных типов базальтовых магм и представляющим эталонные петрографические провинции с различными тектоно-магматическими обстановками (островодужные, рифтогенные и др.). Общая геолого-петрографическая характеристика большей части этих серий и ссылки на относящиеся к ним литературные источники приведены нами ранее [3, 5-7].

ТИПИЗАЦИЯ БАЗАЛЬТОИДНЫХ СЕРИЙ ПО ЩЕЛОЧНО-КАЛЬЦИЕВОМУ ПАРАМЕТРУ

Исходя из принятых в настоящее время принципов классификации базальтоидных серий среди них с учетом тектонического положения предварительно могут быть выделены следующие главные группы: 1) низкощелочная, представленная низкокалиевыми толеитовыми сериями островных дуг; 2) известково-щелочная, объединяющая наиболее распространенные серии (нормально- и повышенно-калиевые) окраинно-континентальных поясов и островных дуг; 3) щелочно-базальтовая, включающая рифтогенные и океанические (островные) серии повышенной щелочности.

Сравнительная петрохимическая характеристика главных типов пород из этих групп приведена в табл. 1. Как видно из этой таблицы, увеличение суммарной щелочности и параллельное уменьшение содержания кальция не только обусловлены общим изменением химизма пород по мере магматической дифференциации, но и отражают и петрологическую специфику той или иной группы серий. Соответственно изменяется и величина щелочно-кальциевого параметра. Так, на фоне общего его увеличения от 0,3-0,5 в базальтах до 10 и более в риолитах для определенных типов пород (базальты, андезиты и др.) в сопоставимых диапазонах кремнекислотности очевидна и тенденция возрастания этого параметра при переходе от 1-й группы серий ко 2-й и 3-й.

С тем чтобы наиболее последовательно оценить роль обоих отмеченных факторов в изменении величины $(Na + K)/Ca$, целесообразно сравнить рассматриваемые серии пород во всем диапазоне магматической дифференциации. Как и в предыдущих работах, в качестве показателя дифференциации нами используется величина относительной кислотности A_c , отражающая соотношение кремнезема и остальных петрогенных катионов с учетом их относительной основности B_c .

Значения B_c для главных катионов магматических пород составляют: Si - 1, Ti - 1,5, Fe^{3+} - 2, Al - 3, Fe^{2+} - 5, Mg - 5,5, Ca - 7,5, Na - 8,5, K - 9,5. Величина щелочно-кальциевого параметра рассчитывается по соотношению атомных количеств. Примеры пересчета химических анализов пород приведены в табл. 2. В соответствии с используемой при пересчете формулой $A_c = 4Si/\Sigma Me \cdot B_c$ значения $A_c > 1$ характеризуют составы

Таблица 1

Петрохимическая характеристика базальтовых серий

Порода	Группа серий	SiO ₂	Na ₂ O + K ₂ O	CaO	(Na + K)/Ca, ат. кол.	A _c	Примеры серий ¹
		мас. %					
Базальты	I	48–52	2–3	11–12	0,3–0,5	0,6–0,8	1–4
	II	48–52	3–5	8–11	0,4–0,8	0,6–0,8	5–7
	III	45–49	3–6	9–11	0,5–1,5	0,6–0,7	8–10
Андезито-базальты и трахиандезиты	I	52–57	2–4	9–11	0,3–0,7	0,8–0,9	1–4
	II	53–58	5–7	5–8	0,9–1,3	0,8–0,9	5–7
	III	53–55	8–9	3–5	3–4	0,8–0,9	8, 11
Андезиты	I	58–63	3–5	5–8	0,6–1,2	1,0–1,2	1–3
	II	59–63	5–7	5–7	1,5–2	1,0–1,2	5, 6, 12, 13
Дациты	I	63–69	4–6	3–6	1–2	1,2–1,4	1–4
	II	65–68	6–7	3–4	2–3	1,2–1,4	6, 12–14
Риолиты	I	69–72	4–5	3–4	2–3	1,4–1,8	4
	II	69–75	7–8	1–3	3–11	1,4–1,7	5, 12, 14
Комендиты	III	68–73	8–11	0,3–2	5–50	1,3–1,4	9, 11, 15

¹ 1 – Сент-Китс, 2 – Доминика, 3 – Японские острова, 4 – Курильские острова, 5 – Камчатка, 6 – Шотландия, 7 – Чилийские Анды, 8 – Св. Елена, 9 – Кения, 10 – Бойна, 11 – Джебель Абиад, 12 – Лассен Парк, 13 – Гренада, 14 – Восточная Исландия, 15 – Джебель Хариз.

кремнекислых с нормативным и модальным кварцем пород. Интервалы изменения величины A_c для главных типов базальтоидных дифференциатов были даны нами в табл. 1.

С целью количественной оценки корреляционной связи величин $(Na + K)/Ca$ и A_c для всех серий в вычислительном центре ИМГРЭ были рассчитаны статистические параметры распределения этих характеристик на основе предложенной ранее методики [5, 6]. По полученным уравнениям регрессии были построены графики зависимости $(Na + K)/Ca$ от A_c . Как следует из полученных данных, повышение величин $(Na + K)/Ca$ по мере магматической дифференциации подчинено закономерной, близкой к линейной зависимости $\lg (Na + K)/Ca$ от A_c и SiO_2 . Поэтому при построении корреляционных графиков величина щелочно-кальциевого параметра откладывается в логарифмическом масштабе.

От линейных трендов в некоторых сериях (Бойна, Кения, Пасха) значительно отклоняются составы наиболее кремнекислых и щелочных пород с аномально высокими значениями щелочно-кальциевого параметра (до 50–100). В таких сериях одновременно могут присутствовать как пере- и недосыщенные (пантеллериты, щелочные риолиты), так и недосыщенные кремнеземом породы (фонолиты и др.). Это свидетельствует об усложнении общего процесса кристаллизационной дифференциации в связи с дополнительными процессами эманационного ощелачивания и образованием комплексных дифференциатов [3]. Для некоторых известково-щелочных

Таблица 2

Примеры пересчета химических анализов и определения параметров A_c и $(Na + K)/Ca$

Компоненты	Базальт			
	Окислы, мас. %	Ме, ат. кол. $\times 1000$	B_c	Ме $\cdot B_c$
SiO ₂	49,80	827	1	—
TiO ₂	1,50	19	1,5	28
Al ₂ O ₃	15,73	308	3	924
Fe ₂ O ₃	2,51	31	2	62
FeO	8,02	111	5	555
MnO	0,20	3	5	15
MgO	8,02	198	5,5	1089
CaO	11,42	203	7,5	1522
Na ₂ O	2,61	84	8,5	714
K ₂ O	0,20	4	9,5	38

$$\Sigma (Me \cdot B_c) = 4947$$

$$4Si = 827 \times 4 = 3308$$

$$A_c = 4Si : \Sigma (Me \cdot B_c) = 3308 : 4947 = 0,67$$

$$Na + K = 84 + 4 = 88$$

$$(Na + K)/Ca = 88 : 203 = 0,43$$

Компоненты	Андезит			
	Окислы, мас. %	Ме, ат. кол. $\times 1000$	B_c	Ме $\cdot B_c$
SiO ₂	59,62	992	1	—
TiO ₂	0,80	10	1,5	15
Al ₂ O ₃	17,54	344	3	1032
Fe ₂ O ₃	3,01	38	2	76
FeO	4,11	57	5	285
MnO	0,10	1	5	5
MgO	3,11	77	5,5	423
CaO	7,21	129	7,5	964
Na ₂ O	3,21	104	8,5	884
K ₂ O	1,30	28	9,5	266

$$\Sigma (Me \cdot B_c) = 3850$$

$$4Si = 992 \times 4 = 3968$$

$$A_c = 4Si : \Sigma (Me \cdot B_c) = 3968 : 3850 = 1,03$$

$$Na + K = 104 + 28 = 132$$

$$(Na + K)/Ca = 132 : 129 = 1,02$$

серий появление наиболее кремнекислых разностей также с аномально высокими значениями щелочно-кальциевого параметра может быть обусловлено процессами корового гибризма. В подобных случаях при оценке щелочно-кальциевого параметра в качестве характеристических брались значения для главного ряда дифференциатов — от базальтов до андезитов и их щелочных эквивалентов.

На рис. 1 в виде сводной диаграммы совмещены графики корреляционной зависимости $(Na + K)/Ca$ от A_c , которые характеризуют тренды возрастания этого параметра по мере магматической дифференциации для разных типов базальтоидов. Как видно из этой диаграммы, вся совокупность серий может быть представлена единым пучком линейных графиков, сходящихся к началу координат. В этом пучке намеченные в начале три главные группы серий заметно различаются по градиентам возрастания величины щелочно-кальциевого параметра: наибольшими градиентами (левая часть графика) отличаются щелочно-базальтовые серии, наименьшими — низкокальциевые толеитовые. Между ними в средней части диаграммы располагается поле составов известково-щелочных и субщелочных серий. Как будет показано далее, на основе величины $(Na + K)/Ca$ может быть выполнена более дробная типизация серий и определены границы полей главных групп базальтоидов.

На общей диаграмме (см. рис. 1) для разных групп серий намечается общая область составов начальных дифференциатов при значении $A_c = 0,5 \div 0,6$ и величине $(Na + K)/Ca = 0,40 \div 0,45$. Для этой области путем совместного решения уравнений регрессии была найдена условная центральная точка схождения (пересечения) линейных графиков [$A_c = 0,54$ и $(Na + K)/Ca = 0,42$]. Из этой точки были проведены лучи, разграничивающие главные группы базальтоидов в зависимости от градиента щелочно-кальциевого параметра. Величина градиента определялась для значений $A_c \approx 0,9 \div 1,0$, т.е. для определенного интервала значений SiO_2 , соответствующего андезитам—трахитам. При этом с величиной $(Na + K)/Ca$ сопоставлялись и другие петрохимические показатели, характеризующие изменение щелочности пород в зависимости от принадлежности этих пород к той или иной группе (табл. 3).

Как видно из табл. 3, при переходе от наименее щелочной группы базальтоидов к щелочно-базальтовой и соответственно от андезитов к трахиандезитам и трахитам, т.е. при близких содержаниях кремнезема, величина щелочно-кальциевого параметра меняется от 0,6—0,9 до 10—15. Это позволяет дать количественную интерпретацию широко используемых в петрологии традиционных терминов "известковый", "известково-щелочной", "субщелочной" и "щелочной" в зависимости от соотношения щелочей и кальция ("извести") и выделить вместо указанных вначале следующие четыре группы пород.

К наименее щелочной — собственно известковой группе — целесообразно отнести те серии, в которых содержание кальция в базальтах и андезитах выше суммы щелочных металлов, т.е. при значении параметра $(Na + K)/Ca < 1$. На общем графике (см. рис. 1) подобные серии заметно отделены от следующей, известково-щелочной группы пород, а по данным табл. 3 они отличаются и пониженной величиной содержания K_2O . Это согласуется с современной петрологической практикой выделения низко-

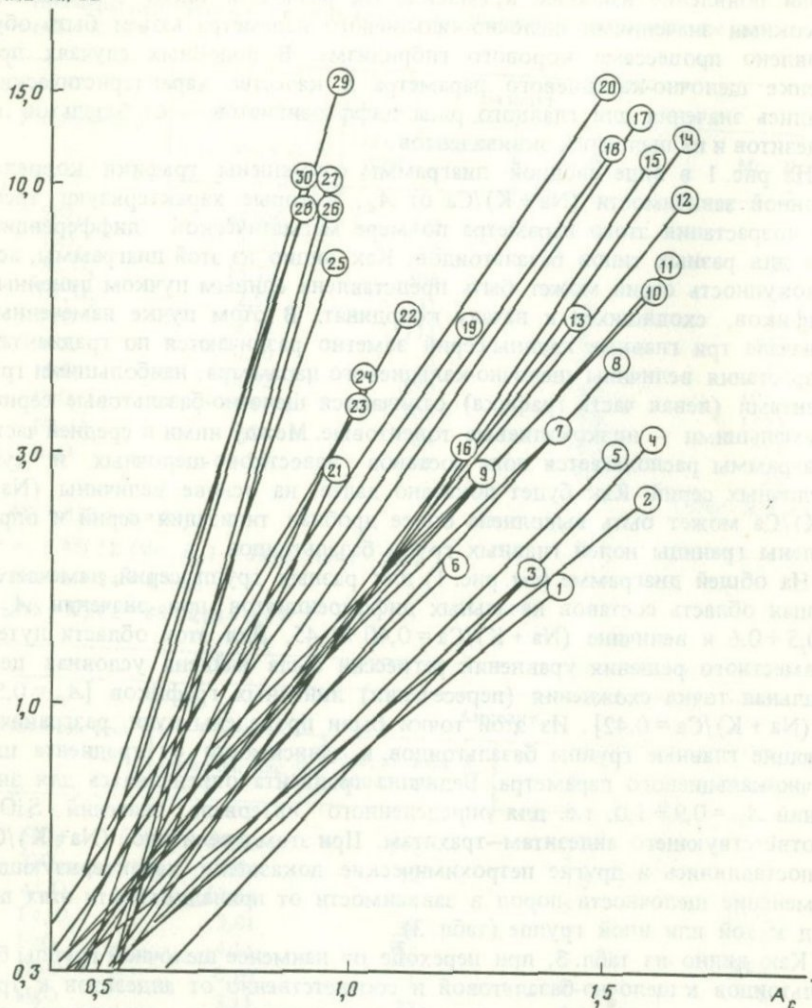
$(Na+K)/Ca$ 

Рис. 1. Диаграмма $(Na+K)/Ca-A_c$ для трендов базальтовых серий

1–30 – линейные графики следующих серий: 1 – Доминика, 2 – Курильские острова, 3 – Сент-Китс, 4 – Японские острова, 5 – Карпаты-1, 6 – Гренада, 7 – Лас-сен Парк, 8 – Карпаты-2, 9 – Чилийские Анды, 10 – Чукотка, 11 – Приморье, 12 – Камчатка-2, 13 – Аляска, 14 – Тингмули, 15 – Исландия, 16 – Шотландия, 17 – Армения, 18 – Мугоджары, 19 – Прибайкалье, 20 – Джебель-Хариз, 21 – Пасха, 22 – Ассаб, 23 – Камчатка-1, 24 – Бойна, 25 – Ловозеро, 26 – Восточный рифт, 27 – Кения, 28 – Байкальский рифт, 29 – Джебель Абиад, 30 – Святая Елена

калиевых толеитов в качестве особой, наименее щелочной группы пород, представляющей океанические (абиссальные) и островодужные базальты.

Для следующей – известково-щелочной группы пород величина $(Na+K)/Ca > 1$, а содержание K_2O для наиболее типичных представителей составляет 2,3–2,8%, хотя в андезитах из некоторых серий оно может быть ниже 2%. Это также согласуется с известной практикой типизации базаль-

Таблица 3. Типизация базальтоидных серий по щелочно-кальциевому параметру

Группа	Примеры серий	(Na+K)/Ca	(Na+K), ат. кол.	K ₂ O, мас. %	(Na+K)/Al, ат. кол.	100 Mg/(Mg+ +Fe), ат. кол.	an/(an+ab)	or+ab
1. Известковая низкощелочная (низкокальциевая толеитовая)	Тонга	0,6*	93	0,7	0,33*	34*	56	24
	Доминика	0,9	124	1,2	0,36	38	57	33
	Курильские острова	0,9	124	0,8	0,37	43	50	33
	Сент-Китс	0,9	127	0,6	0,37	37	50	34
2. Известково- щелочная (нор- мальнокальциевая)	Гренада	1,3	149	1,5	0,44	45	46	41
	Северная Аме- рика ^{2*}	1,5	165	2,3	0,49	47	44	44
	Закарпатье	1,5	173	2,4	0,46	36	47	46
	Чукотка	1,7	168	2,9	0,52	53	44	45
	Аляска	1,8	177	1,2	0,53	38	35	47
	Южная Америка ^{2*}	1,8	180	2,5	0,53	40	39	48
	Исландия (Тинг- мули)	1,9	175	1,6	0,58	28	32	47
	Андезит ^{2*}	1,9	190	3,09	0,57	45	37	51
	Армения (Арагац)	2,5	210	3,2	0,66	38	29	56
	Латит ^{3*}	2,6	202	3,9	0,64	44	33	54
3. Субщелочная (умеренно-щелоч- ная; высококальци- евая)	Мугоджары	2,8	217	4,1	0,62	40	34	58
	Остров Пасха	3,1	211	2,2	0,76	16	18	57
	Бойна	3,2	230	3,2	0,78	30	17	61
	Ассаб	3,4	241	3,1	0,80	8	16	64
	Трахит ^{3*}	4,8	265	5,8	0,76	29	24	71
	Щелочной трахит ^{3*}	6,8	282	3,9	0,85	25	13	75
4. Щелочно-базаль- товая	Ловозеро ^{4*}	8,8	282	4,7	1,00	22	0,5	75
	Кенийский рифт	9,5	303	5,2	1,06	24	—	76
	Байкальский рифт ^{5*}	9,6	316	5,2	0,90	13	9	84
	Джебел-Абиад	15	340	5,2	1,01	10	—	85

* Величины параметров рассчитаны по соотношению атомных количеств петрогенных элементов.

^{2*} Средние типы региональных составов андезитов западного окраинно-континентального пояса Северной и Южной Америки и андезита высококальциевых щелочных пород [37].^{3*} Средние составы по Дели и Ле-Метру.^{4*} Трахиандезит Ловозерской эффузивной серии.^{5*} Средний состав трахитов удоканской базанитоидной серии [18].

тоидных серий по величине K_2O и выделением в известково-щелочной группе среднекальциевых и повышеннокальциевых дифференциатов [5].

В качестве естественной границы, отделяющей эту группу от следующей — субщелочной или умеренно-щелочной, рационально принять значение величины щелочно-кальциевого параметра, равное 2, т.е. предельное для известково-щелочных андезитов. Так, для расчетных составов средних типов андезитов наиболее высококальциевых орогенных ассоциаций [37] величина $(Na + K)/Ca$ не превышает 1,7–1,9. В различных трахиандезитах и латитах — характерных породах субщелочных и высококальциевых грахибазальтовых ассоциаций — величина щелочно-кальциевого параметра выше 2.

В третью, субщелочную группу наряду с латитовыми и трахибазальтовыми ассоциациями в качестве повышенно-щелочной подгруппы включены также умеренно-щелочные и щелочно-базальтовые серии рифтовых зон, заканчивающиеся высокощелочными риолитами, комендитами или трахитами, не содержащими фельдшпатоидов. В среднем трахите, по Дели (как видно из табл. 3), величина $(Na + K)/Ca$ несколько меньше 5. Этим определяется верхний предел диапазона изменения щелочно-кальциевого параметра для 3-й группы.

В четвертую, высокощелочную группу входят типичные рифтогенные серии, а также некоторые щелочно-базальтовые океанические (островные), заканчивающиеся щелочными трахитами и фонолитами, т.е. породами, в которых величина A_c для наиболее кремнекислых разностей меньше 1. Исходя из величины щелочно-кальциевого параметра для среднего состава щелочных трахитов, по Ле-Метру, равной 6,8–7, граничное значение этого параметра для 3-й и 4-й групп взято равным 6 — как среднее между трахитами (см. табл. 3).

На обобщенной диаграмме¹, где показаны границы полей всех охарактеризованных выше групп базальтоидных серий (рис. 2) проведена еще и примерная граница между щелочно-базальтовыми и фойдитовыми нефелинит-фонолитовыми ассоциациями. Для этого были использованы данные по ряду типичных щелочных континентальных провинций [9].

Как следует из приведенных в табл. 3 данных, с изменением величины $(Na + K)/Ca$ закономерно связаны и другие петрохимические параметры, отражающие разные аспекты фактора щелочности и его проявления в минеральном составе базальтоидов. При общем увеличении валовой щелочности, алкаитности, содержания K_2O и суммарного количества нормативного ортоклаза и альбита параллельно возрастанию величины $(Na + K)/Ca$ и одновременном уменьшении нормативного анортита и магнезиального компонента наиболее тесная, близкая к линейной корреляция выражена для суммы $Na + K$ и $Or + Ab$ (рис. 3). При этом следует отметить большую контрастность сопоставляемых групп пород по щелочно-кальциевому параметру по сравнению с остальными параметрами, равно как и возможность непосредственной количественной оценки градаций соотношения щелочности и известковистости для определения граничных значений и

¹ Для построения графиков $(Na + K)/Ca - A_c$ целесообразно использовать стандартную масштабно-координатную бумагу с логарифмическим масштабом по вертикали.

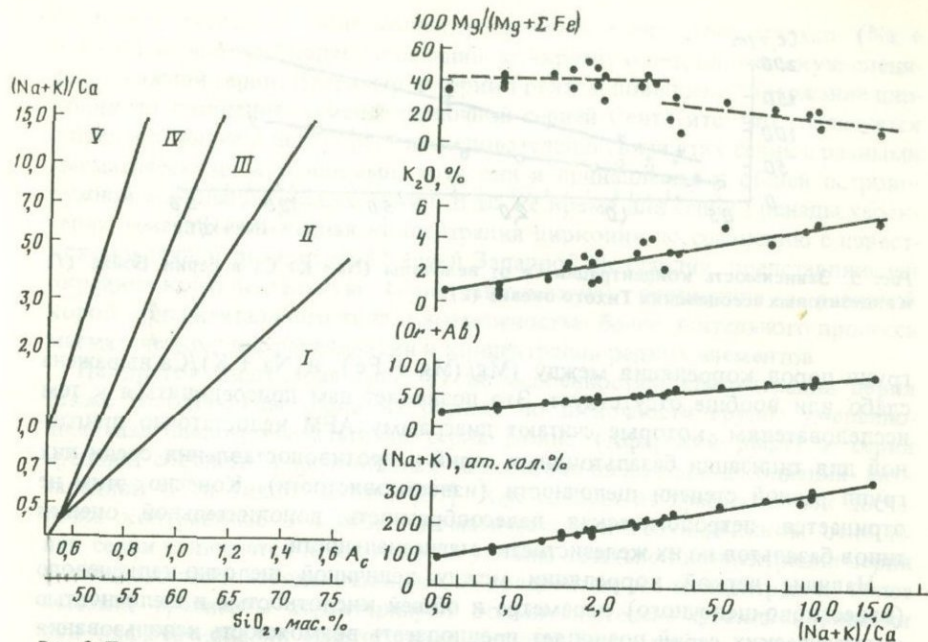


Рис. 2. Типизация базальтоидных серий по соотношению $(Na+K)/Ca$ и A_c
 I—V — поля щелочности: I — известковое, II — известково-щелочное, III — суб-
 щелочное, IV — щелочно-базальтовое, V — щелочное

Рис. 3. Зависимость петрохимических параметров от величины $(Na+K)/Ca$ для се-
 рий разной щелочности (при величине $A_c = 1$)

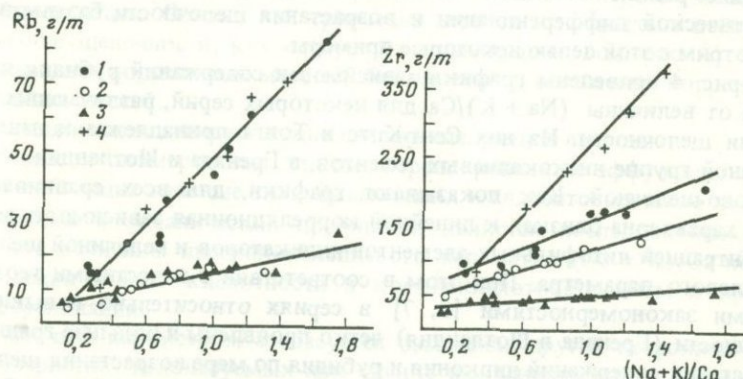


Рис. 4. Зависимость концентрации Rb и Zr от величины $(Na+K)/Ca$
 1—4 — серии: 1 — Гренада, 2 — Сент-Китс, 3 — Тонга, 4 — Шотландия

выделения собственно известковой, промежуточной известково-щелочной и щелочных групп серий.

Наименее закономерно изменение магнезиально-железистого параметра ("толеитового") в зависимости от щелочности базальтоидов. Можно кон-
 статировать лишь общее уменьшение этого параметра при переходе от из-
 известково-щелочной группы к высокощелочной. Однако в пределах этих

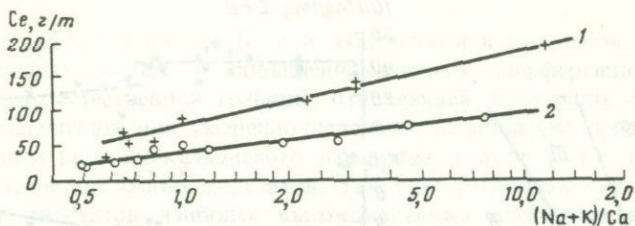


Рис. 5. Зависимость концентрации Ce от величины $(Na + K)/Ca$ в серии Бойна (1) и андезитовых ассоциациях Тихого океана (2)

групп пород корреляция между $(Mg/(Mg + Fe))$ и $(Na + K)/Ca$ выражена слабо или вообще отсутствует. Это позволяет нам присоединиться к тем исследователям, которые считают диаграмму AFM недостаточно пригодной для типизации базальтоидных серий и противопоставления среди них групп разной степени щелочности (известковистости). Конечно, этим не отрицается петрологическая целесообразность дополнительной оценки типов базальтов по их железистости—магнезиальности.

Наличие четкой корреляции между величиной щелочно-кальциевого (известково-щелочного) параметра и общей кислотностью и щелочностью магматических серий позволяет предполагать возможность использования этого параметра при сравнительной геохимической типизации серий и выяснении закономерностей распределения в них индикаторных редких элементов. Среди последних особый интерес представляют такие литофильные остаточные ("некогерентные") элементы, как Zr , Rb и TR . Эти индикаторные редкие элементы последовательно концентрируются по мере магматической дифференциации и возрастания щелочности базальтоидов. Рассмотрим с этой целью некоторые примеры.

На рис. 4 приведены графики зависимости содержаний рубидия и циркония от величины $(Na + K)/Ca$ для некоторых серий, различающихся по степени щелочности. Из них Сент-Китс и Тонга принадлежат к наименее щелочной группе низкокальциевых толеитов, а Гренада и Шотландия — к известково-щелочной. Как показывают графики, для всех сравниваемых серий характерна близкая к линейной корреляционная зависимость между концентрацией литофильных элементов-индикаторов и величиной щелочно-кальциевого параметра. При этом в соответствии с известными геохимическими закономерностями [3, 7] в сериях относительно повышенной щелочности (Гренада и Шотландия) четко проявлены и большие градиенты возрастания содержаний циркония и рубидия по мере возрастания щелочно-кальциевого параметра в процессе магматической дифференциации. Вместе с тем графики позволяют оценить индикаторные возможности этих двух элементов. Так, на рубидиевом графике для четырех серий четко выделяются лишь два тренда концентрации, которые соответствуют двум главным группам пород — известковой (низкокальциевой толеитовой) и известково-щелочной.

Более тонкие геохимические различия выявляются с помощью циркониевого графика. На этом графике также могут быть противопоставлены две указанные группы серий. Однако при этом каждой из сравниваемых

серий соответствует свой концентрационный тренд относительно $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$ параметра, подчеркивающий конкретную петрологическую специфику каждой серии. Например, в серии Гренады повышено содержание циркония по сравнению с менее щелочной серией Сент-Китс, что согласуется с предположением некоторых исследователей о связи этих серий с разными магматическими источниками, хотя они и принадлежат к общей островодужной ассоциации Малых Антиль. В то же время для серии Гренады характерна заметно пониженная концентрация циркония по сравнению с известково-щелочной долеритовой серией Западной Шотландии, представляющей окраинно-континентальную (приатлантическую) провинцию с развитой корой континентального типа и возможностью более длительного процесса магматической дифференциации и концентрации редких элементов.

На другой диаграмме (рис. 5) по особенностям концентрации церия также сопоставлены серии из разных по щелочности групп: умеренно-щелочная щелочно-базальтовая серия Бойна (Афарский рифт) и серия средних составов андезитоидных известково-щелочных ассоциаций юго-западной части Тихого океана [37]. Как следует из графиков, эти достаточно контрастные в тектоно-магматическом и геохимическом отношении серии отличаются не столько по уровню начальной концентрации церия в исходных базальтоидах, сколько по градиентам его концентрации: более высокие градиенты характеризуют большую степень фракционирования при дифференциации рифтогенных щелочно-базальтовых магм, а также возможное проявление процессов эманационного ошелачивания в субвулканических камерах [3]. Отметим, что на данной диаграмме (см. рис. 5) из-за большего диапазона щелочности сравниваемых серий величина щелочно-кальциевого параметра отложена в логнормальном масштабе, что соответствует установленному характеру его изменения по мере магматической дифференциации. Однако при сравнении серий в относительно небольшом диапазоне щелочности, как следует из предыдущего (см. рис. 4), можно использовать нормальный масштаб без заметного искажения корреляционных зависимостей.

Исходя из изложенного можно сделать следующие выводы.

Общей закономерностью для дифференцированных эффузивных серий, представляющих главные типы базальтовых и андезитовых магм из континентальных и океанических провинций, является последовательное возрастание величины щелочно-кальциевого параметра $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$ по мере увеличения общей кислотности и кремнекислотности магм в процессе дифференциации.

С данным параметром согласуется изменение других петрохимических характеристик, используемых при оценке щелочности пород (содержания калия, нормативных щелочных полевых шпатов и др.). Поэтому щелочно-кальциевый параметр может быть рекомендован как количественное петрохимическое выражение щелочности пород в соответствии с их традиционной номенклатурой по соотношению щелочности и известковистости.

Щелочно-кальциевый параметр может быть использован как базисная характеристика при геохимической типизации и сравнении базальтоидных серий по особенностям распределения индикаторных элементов-примесей (Zr, Rb, TR и др.), отражающих специфику состава исходных магм и условия их последующей дифференциации. Закономерные корреляционные

соотношения величины $(Na + K)/Ca$ с редкими микроэлементами и другими геохимическими и петрохимическими характеристиками показывают, что главные группы базальтоидов из океанических и континентальных провинций представлены преимущественно последовательными генетическими сериями.

ТРЕНДЫ КОНЦЕНТРАЦИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ОЦЕНКА ИХ СРЕДНИХ СОДЕРЖАНИЙ (КЛАРКОВ)

Общей геохимической чертой вулканогенных базальтоидных серий из различных континентальных и океанических островных провинций можно считать когерентность, т.е. сопряженность геохимического поведения — аналогичную направленность концентрации петрогенных и редких элементов в процессе магматической дифференциации [3]. При этом намечаются две главные, контрастные в геохимическом отношении группы когерентных элементов в зависимости от величин валовых (комбинированных) коэффициентов распределения между кристаллическими фазами и расплавом: 1) с высокими величинами — петрогенные элементы магний, железо, кальций и когерентные им — никель, хром, стронций и 2) с низкими — литофильные элементы-примеси: цирконий, ниобий, рубидий, редкие земли и другие микроэлементы, когерентные калию и натрию и концентрирующиеся вместе с ними в остаточных магматических фракциях. Поэтому в процессе магматической дифференциации и формирования базальтовых серий содержание петрогенных и редких элементов обычно связано тесной корреляцией и для многих серий аппроксимируется линейными графиками, характеризующими тренды последовательной концентрации. Поскольку величина A_c отражает изменение концентрации петрогенных элементов, то и по отношению к A_c сохраняется линейный тип трендов концентрации редких элементов.

Это позволяет рассматривать A_c как не только наиболее общий показатель магматической дифференциации, но и универсальный параметр при геохимической типизации магматических серий. По сравнению с A_c кремнезем выступает только как один из главных петрогенных окислов, подобно калию, магнию и др. Между тем в традиционной практике петрохимической и геохимической типизации исходя в первую очередь из широкого применения диаграмм Харкера фактически постулируется особая роль кремнезема как эталонного элемента для сопоставления с ним изменения содержания других петрогенных и редких элементов. Однако на основе сравнительных петрохимических данных по различным дифференцированным сериям нетрудно показать, что в этом качестве могут в такой же мере выступать и другие петрогенные элементы, например кальций или магний или их суммарные величины, например сумма калия и натрия. К тому же, что также отмечалось в литературе, полярная (антибатная) направленность концентрации кремнезема по отношению к таким главным базальтоидным катионам, как кальций, магний и железо, связанным с кремнием постоянством общей, равной 100% суммы катионов, может вызывать в какой-то мере наведенную корреляцию.

Не менее существенно, что при сопоставлении химизма базальтоидных серий разной щелочности на основе диаграмм Харкера невозможно нагляд-

но оценить различия в характере поведения в них кремнезема. Напротив, как бы постулируется что их петрохимическая специфика связана в первую очередь с вариациями прочих петрогенных окислов, но не кремнезема. Однако такое предположение нельзя признать вполне корректным. Рассмотрим с этой целью соотношения содержаний SiO_2 и A_c в разных по щелочности базальтоидных сериях.

Для оценки характера корреляционной связи этих двух параметров были составлены представительные статистические совокупности средних составов для трех главных петрохимических трендов: 1) генерального

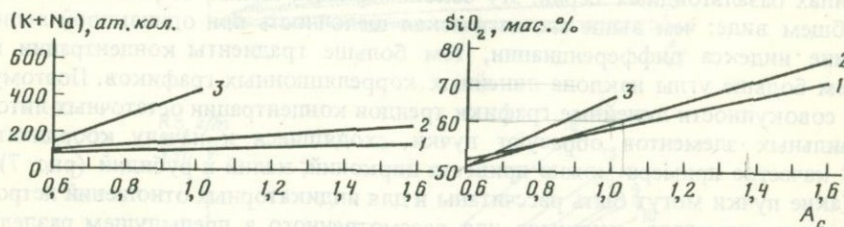


Рис. 6. Графики корреляционной зависимости содержания SiO_2 и $(\text{Na} + \text{K})$ от величины A_c для базальтоидов разной щелочности по средним составам главных типов пород

1 — низкокальциевые (толеитовые) базальтоиды океанических областей; 2 — средние составы известково-щелочных вулканогенных пород; 3 — высокощелочные базальтоиды из континентальных щелочных провинций

известково-щелочного — по табличным средним составам по Дели, Ле-Метру, Беусу и др., 2) океанического толеитового для океанических толеитовых и андезитовых серий — преимущественно по данным Маальё и Петерсена, Эварта и др. и 3) континентального щелочно-базальтового — по средним составам для ряда представительных континентальных щелочно-базальтовых провинций.

На ЭВМ по программе "АПРОКС" были рассчитаны уравнения линейной корреляции между SiO_2 и A_c и для ряда других петрохимических параметров, а затем и построены корреляционные графики (рис. 6). Из сопоставления графиков следует, что в сериях различной щелочности заметно различно и поведение SiO_2 , т.е. наблюдаются и различные градиенты его концентрации SiO_2 по мере магматической дифференциации от базальтов к дацитам—риолитам. В этом отношении нет принципиальной петрологической разницы между трендами кремнекислотности и, например, трендами суммарной щелочности, хотя последние отличаются заметно большей контрастностью.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что для трендов щелочно-базальтовых серий при повышении кислотности расплавов характерны более высокие градиенты одновременного возрастания и щелочности, и кремнекислотности по сравнению с известково-щелочными (субщелочными) и толеитовыми, точнее, низкощелочными сериями. Другими словами, при магматической дифференциации повышение щелочности (щелочно-метальности) сопряжено не с понижением, а с повышением кремнекислотности и общей кислотности магмы в последовательно формирующихся

дифференциатах, поскольку наиболее кислотные (полевошпатовые) анионы нейтрализуются также наиболее сильными основаниями (щелочными металлами) согласно правилу полярности Рамберга. Соответственно предельно высокий уровень кремнекислотности (60–65% SiO_2) в щелочно-базальтовых сериях достигается раньше и при меньшей величине A_c , равной 1, по сравнению с субщелочными сериями.

Хорошо известно, что в магматических породах повышенной щелочности обычно повышено и содержание литофильных микроэлементов. Исходя из результатов сопоставления трендов концентрации в главных типах базальтоидных серий, эту закономерность можно выразить в более общем виде: чем выше магматическая щелочность при одинаковой величине индекса дифференциации, тем больше градиенты концентрации и тем больше углы наклона линейных корреляционных графиков. Поэтому в совокупности линейные графики трендов концентрации остаточных литофильных элементов образуют пучки, сходящиеся к началу координат. В качестве примера можно привести цирконий, калий и рубидий (рис. 7). Такие пучки могут быть рассчитаны и для индикаторных отношений петрогенных элементов, например для рассмотренного в предыдущем разделе отношения суммы щелочей (калия и натрия) к кальцию.

Точка схождения границ полей щелочности на диаграмме $A_c - (\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$ примечательна в петрологическом отношении, так как от нее отходят главные тренды магматической дифференциации (рис. 8). Особо отметим два таких тренда: 1) главный известково-щелочной тренд, проходящий через точки средних глобальных составов главных вулканогенных пород — от базальтов до дацитов и риолитов, по Дели, Нокколдсу и другим авторам и 2) главный тренд, который характеризует изменение состава пород, типичных для щелочно-базальтовых — щелочно-трахитовых серий многих океанических островов. Этот тренд располагается в поле диаграммы, к которому принадлежат также и типичные континентальные рифтогенные щелочно-базальтовые серии. Поэтому может быть намечен общий щелочно-базальтовый тренд для эффузивных континентальных и океанических провинций.

Главному известково-щелочному тренду подчинены региональные тренды наиболее распространенных вулканогенных серий, которые наращивают сиалическую кору в окраинных зонах континентов. В качестве характерных примеров на график (см. рис. 8) нанесены вариационные линии средних составов существенно андезитовых известково-щелочных нормально-калиевых серий Запада США, Центральной и Южной Америки по данным обобщающих публикаций А. Эварта [37]. На основе этих данных можно прийти к принципиальному выводу, что соответствующая главному тренду совокупность средних составов известково-щелочных эффузивных пород, т.е. широко используемые в литературе табличные значения по Дели, Нокколдсу, Беусу и Ле-Метру, можно принять в качестве единой генеральной магматической серии наиболее распространенных базальтоидных и андезитовых дифференциатов.

В связи с этим выводом возникает вопрос, насколько сопоставимы петрохимические тренды известково-щелочного вулканизма (преимущественно третичных и четвертичных серий) и докембрийских процессов регионального метаморфизма и гранитизации. С этой целью были сопоставлены

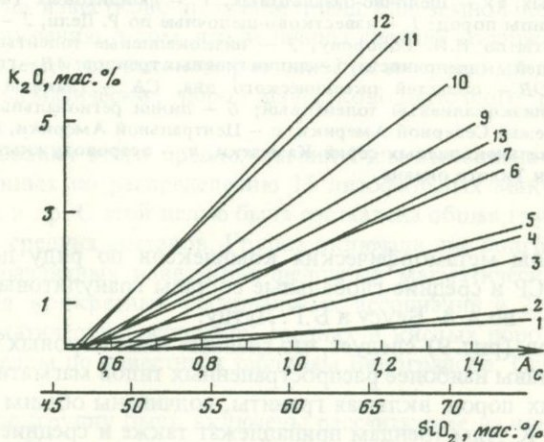
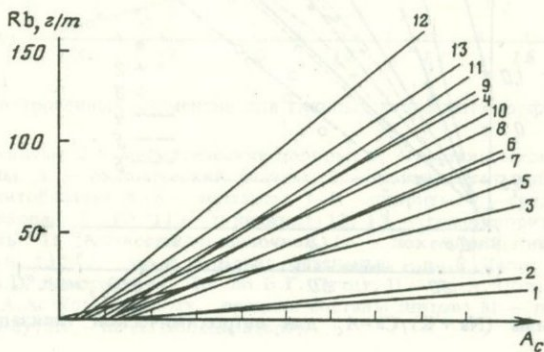
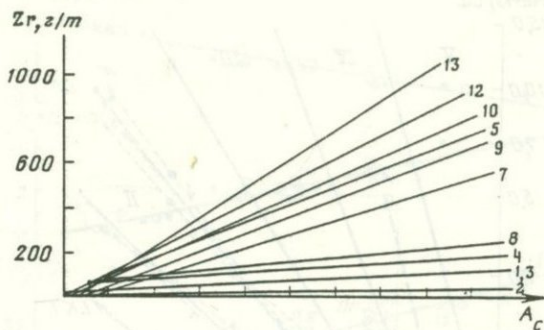


Рис. 7. Тренды концентрации K, Rb, Zr в дифференцированных базальтовых сериях 1-13 - серии низкощелочные известковые: 1 - Тонга, 2 - Сент-Китс; известково-щелочные и субщелочные - 3 - Доминика, 4 - Мексика, 5 - Исландия, 6 - Пасха, 7 - Бердс-Ривер, 8 - Гренада, 9 - Шотландия, щелочно-базальтовые - 10 - Джебель-Хариз, 11 - Джебель-Абиад, 12 - Кения, 13 - Бойна

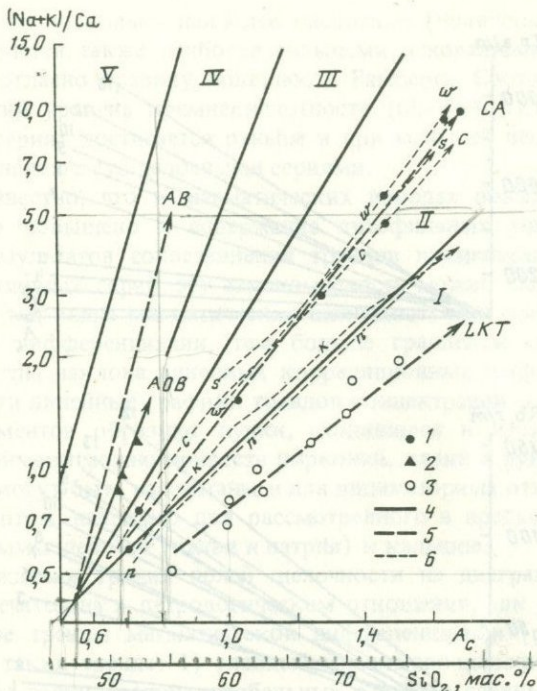


Рис. 8. Диаграмма $(Na + K)/Ca - A_c$ для петрохимической типизации базальтовых серий

I–V – поля главных групп серий: I – известковых, II – известково-щелочных, III – субщелочных, IV – щелочно-базальтовых, V – фойдитовых (нефелинитовых), 1–3 – средние типы пород: 1 – известково-щелочные по Р. Дели, 2 – щелочные океанические базальты по Н.И. Говорову, 3 – низкокальциевые толеиты по А. Эварту; 4 – границы полей щелочности; 5 – линии главных трендов: AB – главный щелочно-базальтовый, AOB – областей океанического дна, CA – главный известково-щелочной, LKT – низкокальциевый толеитовый; 6 – линии региональных трендов: w – западного побережья Северной Америки, c – Центральной Америки, s – Южной Америки, k – нормальнокальциевых серий Камчатки, n – островодужных толеитов северо-западной части Тихого океана

средние составы метаморфических комплексов по ряду докембрийских провинций СССР и средние глобальные составы гранулитовых и амфиболитовых фаций, по А.А. Беусу и Б.Г. Лутцу.

Из графиков (рис. 9) следует, что главные типы коровых метаморфитов и средние составы наиболее распространенных типов магматических известково-щелочных пород, включая граниты, подчинены общим петрохимическим трендам. К этим трендам принадлежат также и средние составы древних щитов и земной коры в целом.

Следовательно, средние составы пород главных вулканогенных магматических и метаморфических ассоциаций подчинены единому эволюционному процессу формирования континентальной земной коры. Поэтому аналогичны и главные тенденции возрастания кремнекислотности, общей и калиевой щелочности. Это позволяет распространить принцип когерентности петрогенных и литофильных редких элементов в магматической диф-

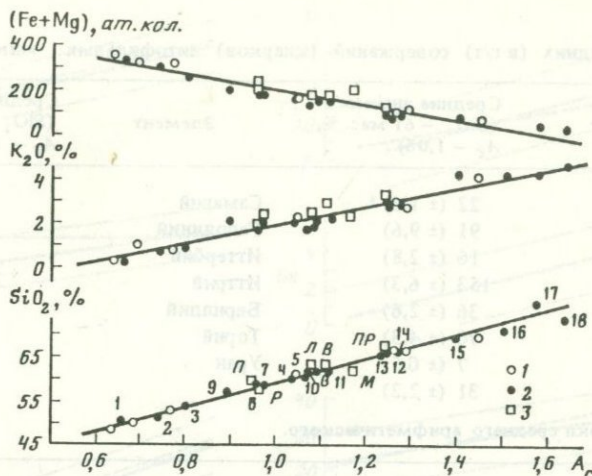


Рис. 9. Тренды петрогенных элементов для главных типов метаморфических и магматических пород

1 — метаморфиты; 2 — магматические породы; 3 — составы коры и щитов; номерами обозначены: 1 — океанический базальт, 2 — континентальный толеитовый базальт, 3 — андезитобазальт, 4–6 — андезиты, 7–9 — диориты: 7 — средний, 8 — кварцевый, 9 — бескварцевый; 10, 11 — тоналиты; 12, 13 — гранодиориты; 14 — дацит; 15–17 — граниты: 15 — известково-щелочной, 16 — докембрийский, 17 — средний; 18 — риолит; 10, 13, 17 — по А.А. Беусу, остальные — по Р. Дели; средние составы коры: В — по А.П. Виноградову, Л — по Б.Г. Лутцу, П — по А. Польдерварту, Р — по А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому, средние составы щитов: М — по А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому, ПР — по А. Польдерварту

ференциации на известково-щелочной тренд для земной коры в целом и прийти к заключению о том, что величины средних содержаний литофильных редких элементов закономерно связаны со средними составами главных типов магматических пород известково-щелочного ряда и земной коры в целом.

Для обоснования этого предположения была выполнена статистическая обработка данных по распределению 15 литофильных микроэлементов — Zr, Rb, Li, La и др. С этой целью была составлена общая группа из 33 представительных средних составов. Группа включала две подгруппы: 1) средние составы различных известково-щелочных магматических пород, рассчитанных для конкретных региональных ассоциаций и 2) 14 эталонных составов магматических основных, средних и кислых пород, а также земной коры в целом по известным таблицам Виноградова, Тейлора, Турекьяна и Ведыполя.

В первую подгруппу были включены рассчитанные на основе упоминавшихся сводок Эварта региональные средние составы вулканических орогенных ассоциаций для ряда окраинно-континентальных и океанических провинций (Запад США, Центральная и Южная Америка, Япония, Курилы и Камчатка и др.). Одновременно для этих ассоциаций были рассчитаны средние типы нормально-калиевых известково-щелочных пород, т.е. были исключены входившие в предыдущие составы региональных групп низкокалиевые и высококалиевые типы пород. Как показала последующая ста-

Таблица 4

Оценка средних (в г/т) содержаний (кларков) литофильных микроэлементов

Элемент	Средние значения ($\text{SiO}_2 - 61$ мас. %, $A_c - 1,08$)	Элемент	Средние значения ($\text{SiO}_2 - 61$ мас. %, $A_c - 1,08$)
Литий	22 ($\pm 1,6$) *	Самарий	7 ($\pm 1,4$)
Рубидий	91 ($\pm 9,6$)	Гадолиний	7 ($\pm 1,4$)
Ниобий	16 ($\pm 2,8$)	Иттербий	3 ($\pm 0,2$)
Цирконий	153 ($\pm 6,3$)	Иттрий	29 ($\pm 1,0$)
Лантан	36 ($\pm 2,6$)	Бериллий	2 ($\pm 0,3$)
Церий	70 ($\pm 4,3$)	Торий	9 ($\pm 1,3$)
Празеодим	7 ($\pm 0,5$)	Уран	2 ($\pm 0,3$)
Неодим	31 ($\pm 2,2$)		

* Оценка ошибки среднего арифметического.

тистическая обработка данных, оба применявшихся метода приводят практически к одним и тем же результатам.

Наряду с ними в первую подгруппу были включены: главные типы интрузивных известково-щелочных гранитоидов СССР, по Ю.Б. Марину и др. (1978 г.), и средние глобальные составы диоритов, гранодиоритов и гранитов по А.А. Беусу.

Для всей группы составов выявлена сильная положительная корреляция литофильных микроэлементов с главными петрохимическими параметрами — A_c , кремнекислотностью, K_2O и суммарной щелочностью ($\text{K} + \text{Na}$). Следовательно, подтверждается прямая зависимость величины средних содержаний (кларков) литофильных микроэлементов от изменения химического состава в последовательном ряду главных типов изверженных пород. Это позволяет по уравнению регрессии или непосредственно по корреляционному графику оценить среднее содержание микроэлемента, исходя из содержания SiO_2 и общей кислотности породы (рис. 10). Таким образом, на основе магматической модели литосферы могут быть даны следующие оценки средних содержаний микроэлементов (табл. 4).

Для взятой нами совокупности средних составов — от базальтов до гранитов — рассчитанные средние величины главных петрохимических параметров составляют: $\text{SiO}_2 - 61\%$, $\text{K}_2\text{O} - 2,5\%$, $A_c - 1,08$. Это соответствует континентальному андезиту и согласуется с представлениями многих исследователей о среднем андезитовом или диоритовом составе верхней части литосферы.

При сопоставлении с полученными графиками величин исходных содержаний микроэлементов видно, что все они находятся в пределах доверительных интервалов ($\pm 2 \sigma$). При этом (рис. 10) нет значительного различия между общей группой (сплошные линии) и отдельно взятой подгруппой табличных кларков (пунктирная линия).

С этим общим выводом не согласуется лишь распределение ниобия в подгруппе табличных кларков (величина коэффициента корреляции на уровне критического значения). Это обусловлено тем, что в таблицах Виноградова и других авторов кларковые содержания ниобия приняты

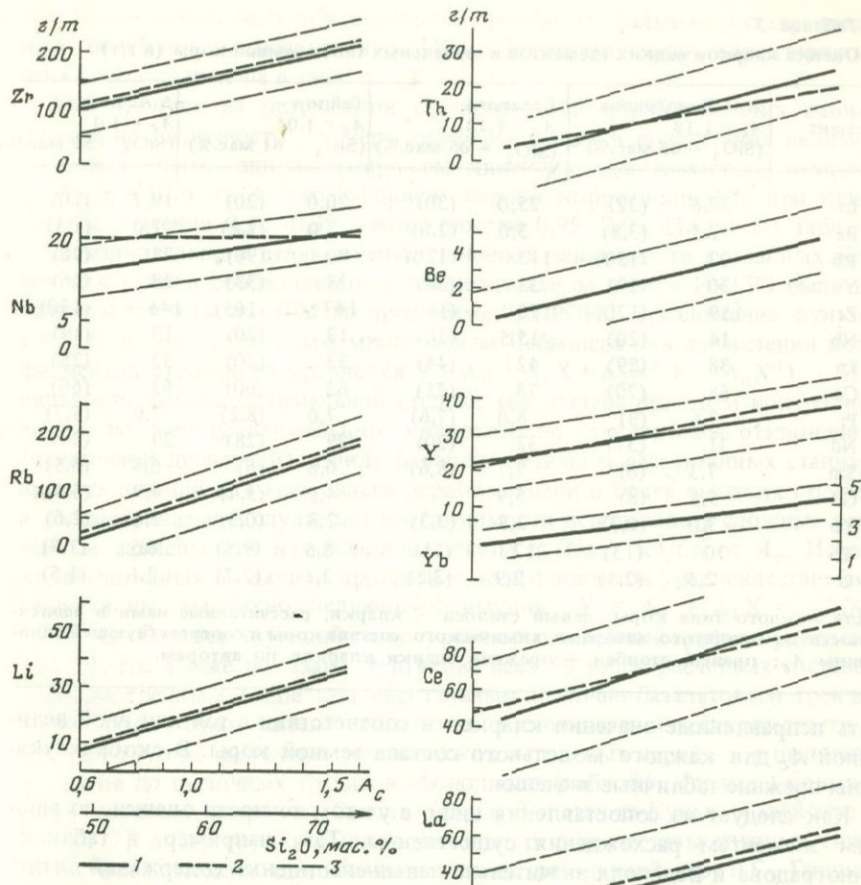


Рис. 10. Графики корреляционной зависимости кларков от величины A_c и содержания SiO_2 в магматических породах

1 — кларки общей совокупности составов; 2 — табличные кларки по А. П. Виноградову, Р. Тейлору и др.; 3 — доверительные интервалы

одинаковыми в основных, средних и кислых породах независимо от кремнекислотности и щелочности. Однако современные данные по распределению ниобия в главных типах магматических серий показывают, что подобные оценки неверны и должны быть исправлены.

Для некоторых других элементов, хотя они и находятся в пределах рассчитанного статистически доверительного интервала, на графике (рис. 10) видно определенное расхождение между табличными средними содержаниями и современными средними значениями для орогенных известково-щелочных магматических ассоциаций. Однако эти расхождения представляются менее принципиальными по сравнению с различиями в оценках кларков, предложенных разными авторами (табл. 5). Используя предлагаемый метод оценки кларков, можно объективно оценить эти расхождения и на основе установленной корреляционной зависимости

Таблица 5

Оценка кларков редких элементов в модельных типах земной коры (в г/г)

Элемент	А.П. Виноградов $A_c = 1,18$ (SiO_2 — 63 мас.%) *		Ведеполь $A_c = 1,20$ (SiO_2 — 65 мас.%)		Тейлор $A_c = 1,01$ (SiO_2 — 61 мас.%)		А.А. Беус $A_c = 1,0$ (SiO_2 — 59 мас.%)	
Li	22,6	(32)	25,0	(30)	20,0	(20)	19,7	(20)
Be	2,5	(3,8)	3,0	(2,0)	2,0	(2,8)	2,0	(1,5)
Rb	97	(150)	112	(120)	80	(90)	78	(90)
Y	30	(29)	31	(34)	28	(33)	28	(26)
Zr	159	(170)	170	(160)	147	(165)	146	(130)
Nb	14	(20)	15,5	(20)	13	(20)	13	(19)
La	38	(29)	42	(44)	33	(30)	33	(25)
Ce	68	(70)	73	(75)	62	(60)	62	(60)
Pr	7,6	(9)	8,0	(7,6)	7,0	(8,2)	7,0	(5,7)
Nd	31	(37)	32	(30)	29	(28)	29	(24)
Sm	7,3	(8)	7,7	(8,6)	6,8	(6)	6,8	(6,5)
Gd	5,5	(8)	5,9	—	4,9	(5,4)	4,9	(6,5)
Yb	3,0	(0,3)	3,3	(3,3)	2,8	(0,3)	2,8	(2,6)
Th	10	(13)	12	(11)	8,5	(9,5)	8,5	(7,3)
U	2,5	(2,5)	2,9	(3,5)	2,1	(2,7)	2,1	(1,5)

* Для каждого типа коры: левый столбец — кларки, рассчитанные нами в зависимости от принятого авторами химического состава коры и соответствующей величины A_c ; правый столбец — прежние оценки кларков по авторам.

дать исправленные значения кларков в соответствии с той или иной величиной A_c для каждого модельного состава земной коры. В скобках указаны прежние табличные значения.

Как следует из сопоставления цифр с учетом точности оценки, по многим элементам расхождения существенны. Так, например, в таблицах Виноградова и Ведеполья значительно завышены оценки содержания лития, во всех таблицах завышены содержания ниобия и рубидия и т.д. В качестве общего вывода из выполненного статистического анализа можно также отметить, что для рассматриваемых литофильных микроэлементов характерна близкая к линейной тесная корреляционная связь средних содержаний (кларков) в земной коре. На этой основе могут быть предложены эталонные средние величины для таких часто используемых индикаторных отношений, как K/Rb, Zr/Y, Zr/Ti, La/Yb и др.

ТРЕНДЫ ЩЕЛОЧНОСТИ

И МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ БАЗАЛЬТОИДНЫХ МАГМ

В связи с последующим сопоставлением трендов щелочности различных базальтоидных и щелочно-ультраосновных серий приведем дополнительные данные для главного щелочно-базальтового тренда на диаграмме $A_c - (\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$. Для расчета этого тренда была сопоставлена статистическая совокупность из 50 типичных составов щелочных базальтов и других пород, представляющих ряд эталонных континентальных щелочно-базальтовых провинций: Центральный Французский массив, Верхний Эйфель, Прибайкалье, Новая Зеландия, Чешский массив и др. [9]. Наряду с ними

в статистическую выборку включены средние глобальные составы щелочных базальтов и базальтоидов [10]. Петрохимическая характеристика этих пород приведена в табл. 6.

Как следует из результатов статистической обработки этих данных, изменение щелочности по мере дифференциации и возрастания величины A_c может быть аппроксимировано линейной зависимостью величины $\lg (Na + K)/Ca$ от A_c (коэффициент парной корреляции 0,96 при критическом значении 0,30—0,39 с вероятностью 0,95—0,99 для $n = 50$, табл. 7).

Дополнительно с целью оценки линейной зависимости указанных величин для данной совокупности в вычислительном центре ИМГРЭ были выполнены расчеты на ЭВМ по программе "АПРОКС" (разложение функции $y = f(x)$ по ортогональным многочленам Чебышева для вычисления коэффициентов степенного уравнения $Y = A_0 + A_1 X + A_2 X^2 + \dots A_n X^n$). Правильность выбора оптимальной степени многочлена при этом контролировалась по методу наименьших квадратов по стандартным отклонениям (остаточной дисперсии). Ввиду близости величины рассчитанных стандартных отклонений для многочлена первой степени и более высоких степеней в рассматриваемом случае нет необходимости использовать сложные нелинейные зависимости изменения величины $\lg (Na + K)/Ca$ от A_c . Исходя из рассчитанных по данной программе коэффициентов уравнение линейной корреляции выражено следующей формулой: $Y = A_0 + A_1 X = -2,09 + 3,37 A_c$. Соответствующий этому уравнению линейный график приведен на рис. 11, где также показано положение всех 50 точек расчетных составов. С рассмотренным выше континентальным щелочно-базальтовым трендом затем было сопоставлено изменение щелочности—известковистости в породах группы щелочных океанических островных серий — от щелочных базальтов до щелочных трахитов—фонолитов (табл. 8). Наряду с конкретными сериями островов Святая Елена, Тристан-да-Кунья, Гавайские и др. [3, 7] в эту группу были включены средние составы главных типов пород океанических щелочно-базальтовых ассоциаций, по В.С. Гладких [10]. Как видно из положения "океанических" фигуративных точек относительно трендового "континентального" графика (рис. 11), рассматриваемые океанические серии в целом подчиняются той же линейной зависимости величины $(Na + K)/Ca$ от A_c .

Таким образом, может быть намечен единый главный тренд для щелочных базальтов и их дифференциатов из континентальных и океанических островных серий, располагающийся в поле IV общей петрохимической диаграммы (тренд АВ, рис. 8). С этим трендом пересекаются тренды меньшей щелочности: генеральный известково-щелочной тренд, объединяющий средние составы изверженных пород, по Дели и другим авторам, а также промежуточный тренд средних составов щелочных базальтов океанического дна, по данным Н.И. Говорова (1983 г.). В совокупности они образуют основу единого трендового пучка, характеризующего щелочность—известковистость главных типов базальтовых и щелочно-базальтовых серий (см. рис. 8).

Вне главного щелочно-базальтового тренда находятся базаниты, встречающиеся в ряде щелочных провинций, например, Байкальского рифта, Восточно-Африканских рифтовых зон, Новой Зеландии, Гавайских островов и др., где они обычно играют подчиненную роль по отношению к глав-

Таблица 6

Петрохимические параметры щелочно-базальтовых континентальных серий

Порода	SiO ₂ , мас. %	Na ₂ O, мас. %	K ₂ O, мас. %	CaO, мас. %	$\frac{Na + K^{2+}}{Ca}$	A _c	Местонахождение
1	2	3	4	5	6	7	8
Базальт*	45,65	3,17	1,62	11,18	0,69	0,56	Центральный Французский массив
"	43,78	3,72	1,81	11,65	0,76	0,53	То же
Орданшит	51,93	4,69	3,02	8,19	1,48	0,69	"
"	54,51	5,48	2,82	6,25	2,12	0,76	"
"	57,04	6,28	3,65	5,12	3,07	0,80	"
Гавайит	47,89	3,80	1,34	10,69	0,79	0,61	Верхний Эйфель
Муджиерит	51,79	5,64	2,46	7,18	1,83	0,69	То же
Щелочной трахит	57,52	6,76	4,68	3,95	4,51	0,77	"
Базальт	47,59	3,15	1,21	10,05	0,71	0,61	Новая Зеландия
Муджиерит	49,70	5,40	2,07	6,74	1,82	0,65	То же
Трахибазальт	54,37	5,68	3,32	5,45	2,61	0,74	"
Анкарамит	44,94	2,14	1,06	12,08	0,43	0,53	"
Фонолит	59,01	6,07	6,05	1,59	11,43	0,87	"
Базальт	47,23	5,98	1,51	7,46	1,21	0,60	"
Гавайит	48,63	4,17	1,23	9,54	0,94	0,64	"
Муджиерит	49,39	5,32	2,08	6,59	1,84	0,65	"
Трахит	59,15	7,11	4,74	2,36	7,83	0,82	"
Муджиерит	51,53	4,36	1,88	7,60	1,33	0,71	Австралия
Трахибазальт	54,96	5,93	3,26	5,27	2,77	0,77	"
Трахит	60,38	7,37	4,18	3,36	5,45	0,85	"
Трахизандезит	58,44	6,19	5,53	4,58	3,88	0,77	Чешский массив
Трахибазальт	52,68	5,58	3,03	6,65	2,06	0,71	То же
Щелочной трахит	61,38	6,19	5,76	2,22	2,14	0,90	"
"	61,81	6,51	5,66	1,96	9,46	0,90	"

Муджиерит	47,09	4,30	1,17	8,19	1,05	0,59	"
"	47,66	3,00	1,66	10,27	0,72	0,62	Декан, Индия
Базальт	47,93	5,01	1,53	10,09	1,08	0,61	То же
"	49,82	6,05	0,67	4,20	1,33	0,63	"
Щелочной базальт	44,99	3,61	1,76	10,63	0,81	0,55	"
Трахибазальт	54,59	5,95	3,06	5,64	2,55	0,75	Восточно-Африканский рифт
Трахит	58,83	6,18	5,49	2,42	7,32	0,84	То же
Базальт	46,52	2,91	1,17	10,99	0,61	0,59	"
"	48,47	3,14	1,86	8,79	0,90	0,92	Байкальский рифт
"	49,92	3,82	1,40	8,25	1,04	0,66	То же
Трахибазальт	58,91	5,61	4,50	3,82	4,06	0,86	Днепровско-Припятский прогиб
Тефрит	47,26	2,15	3,56	12,29	0,66	0,59	Таласский Алатау
Базальт	48,23	3,47	2,23	7,11	1,25	0,63	Дальний Восток
"	47,69	3,65	1,86	8,48	1,04	0,64	То же
Трахибазальт	50,86	5,05	0,24	8,08	1,17	0,68	Западный Урал
Трахиандезито базальт	51,88	5,81	1,10	5,87	2,01	0,72	То же
Трахиандезит	59,37	7,44	3,58	2,54	6,99	0,84	"
Анкарамит	43,78	2,13	1,10	12,67	0,41	0,52	Средний состав по 20 ан. ^{3*}
Базальт	47,02	3,69	2,17	9,09	1,02	0,60	То же, по 102 ан.
Трахибазальт	50,14	3,96	2,43	7,82	1,29	0,67	" по 144 ан.
Трахифонолит	59,50	6,23	5,16	2,59	6,74	0,86	" по 50 ан.
Базальт	48,27	3,27	1,22	9,80	0,75	0,61	То же
Муджиерит	52,16	4,88	1,59	6,34	1,87	0,73	Средний состав по Ле-Метру
Трахибазальт	50,29	4,05	2,61	8,07	1,29	0,67	То же
Гавайит	49,49	4,14	2,54	6,25	1,14	0,67	"
Щелочной трахит	62,40	6,60	5,57	1,90	9,75	0,92	"

*Здесь и далее в таблице к базальтам отнесены и щелочные оливиновые базальты.

^{2*} Отношение атомных количеств щелочных металлов и кальция (анализы приведены к 100% за вычетом воды и летучих).

^{3*} Средние составы, по В.С. Гладких [10].

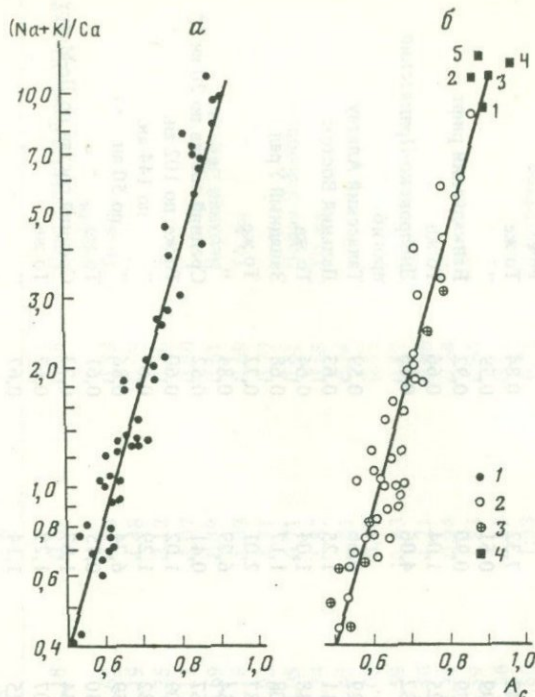


Рис. 11. Тренды континентальных (а) и океанических островных (б) щелочно-базальтовых серий

1, 2 — щелочные базальты и базальтоиды континентальных (1) и океанических (2) серий; 3 — средние типы щелочных океанических базальтов по В.С. Гладких; 4 — трахиты и трахифонолиты (номера выделены: 1, 5 — Святая Елена, 2 — Гоф, 3 — Фернандо-ди-Норонья, 4 — средний трахит по В.С. Гладких)

ной массе щелочных базальтов. В некоторых вулканогенных провинциях известны собственно базанитовые серии: от базанитов до фонолитов, например в Антарктике, Чешском массиве (Рудные горы), Прибайкалье, а также островных океанических сериях. Поэтому для базанитов совместно с трендами нефелинитов и кимберлитов может быть намечен отдельный трендовый пучок (рис. 12). Левую часть этого пучка составляют кимбер-

Таблица 7

Статистические параметры выборочной совокупности пород вулканогенных щелочных серий

Петрохимические показатели	$\bar{x}$	σ	Асимметрия	Экссесс	Коэффициенты парной корреляции		
					1	2	3
A_c	0,70	0,11	0,43	-0,84	1,00	0,81	0,96
$(Na + K)/Ca$	2,83	2,93	1,44	0,83	0,81	1,00	0,85
$\lg (Na + K)/Ca$	0,25	0,38	0,59	-73	0,96	0,85	1,00

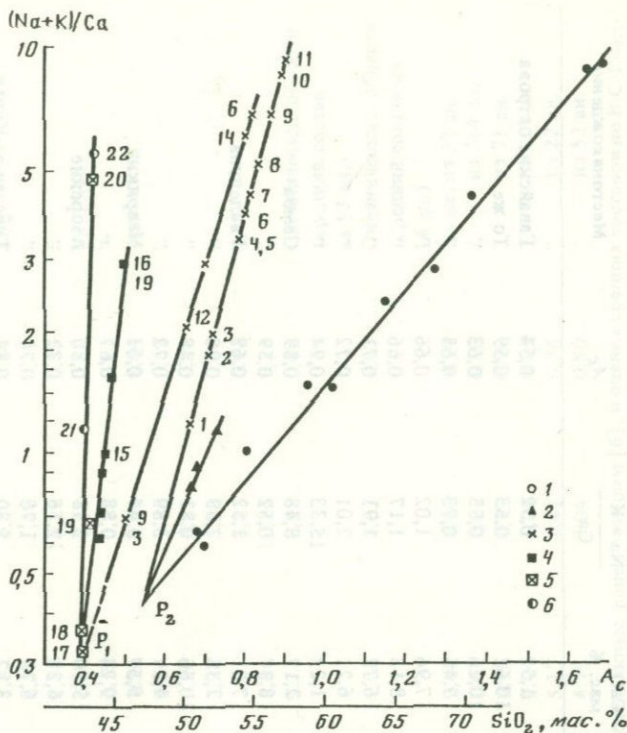


Рис. 12. Трендовые пучки вулканогенных щелочно-ультраосновных (P_1) и базальтоидных (P_2) серий

1 — средние составы главных типов вулканогенных известково-щелочных пород; 2 — средние составы щелочных океанических базальтов; 3 — состав типичных наиболее щелочных базальтоидов в отдельных провинциях. Цифрами при трендах выделены: 1 — Деккан, 2 — Верхний Эйфель, 3 — Гавайские острова, 4 — Центральный Французский массив, 5 — Тристан-да Кунья, 6 — Прибайкалье, 7 — Днепров-Припятская зона, 8 — Азорские острова, 9 — Восточно-Африканский рифт, 10 — Чешский срединный массив, 11 — Новая Зеландия (Отаго), 12 — Антарктика, 13 — Рудные горы, 14 — Нигерия; 4–6 — средние составы: 4 — нефелинитов — без номеров, по Р. Дели, и для отдельных провинций (15 — Гавайские острова, Гонолулу, 9 и 16 — Восточный и Западный рифты Восточно-Африканской рифтовой зоны); 5 — кимберлитов (17 — по Р. Дели, 18 — жильные по В.В. Ковальскому, 19–20 — по Дж. Доусону); 6 — пикритовых порфиритов (21 — из кимберлитовых и 22 — из карбонатитовых провинций)

литовый и нефелинитовый тренды, построенные по точкам средних составов нефелинитов, кимберлитов и пикритовых порфиритов для наиболее представительных областей развития этих пород: Карело-Кольской, Сибирской платформы, Восточно-Африканской рифтовой зоны. Как следует из их сравнения, у кимберлитов и близких к ним пикритовых порфиритов практически отсутствует дифференциация по кислотности. Тем не менее при пересчете на бескарбонатную основу можно констатировать заметную дифференциацию по щелочно-кальциевому параметру: от десятых долей для средних составов, по Дели и Доусону, и жильных кимберлитов Сибирской платформы до максимальной щелочности в пикритовых порфиритах, связанных с карбонатитовыми комплексами.

Таблица 8

Петрохимические параметры щелочно-базальтовых океанических серий

Порода	SiO ₂ *, мас. %	Na ₂ O, мас. %	K ₂ O, мас. %	CaO, мас. %	Na + K Ca	A _c	Местонахождение
Базальт ² *	45,25	2,73	0,91	1,52	0,52	0,54	Гавайские острова
"	45,90	3,03	1,01	10,62	0,63	0,59	То же
"	47,21	2,56	0,81	10,26	0,55	0,63	"
"	47,26	3,25	0,81	9,45	0,73	0,65	"
Гавайит	48,09	3,56	1,42	7,96	1,02	0,66	"
"	48,68	4,27	1,52	8,13	1,17	0,66	"
Муджиерит	52,39	5,68	2,15	6,72	1,91	0,71	"
"	52,49	5,49	2,14	6,21	2,01	0,72	"
Трахит	62,70	7,52	4,27	1,22	15,33	0,94	"
"	61,49	7,39	4,19	2,17	8,48	0,89	Самоа
Базальт	49,36	3,52	1,72	8,37	0,52	0,59	"
"	51,18	4,87	1,96	7,31	1,52	0,69	Гваделупа
Трахит	64,79	7,06	4,44	2,38	7,59	0,98	"
Гавайит	41,77	3,75	1,57	10,66	0,81	0,48	"
Бенморейт	55,27	7,36	3,76	4,57	3,89	0,72	"
Океанит	44,89	2,01	0,83	0,57	0,44	0,51	Маврикий
Муджиерит	49,37	3,23	1,95	9,24	0,88	0,67	"
Андезит	55,79	5,06	3,37	5,10	2,58	0,80	Азорские
Трахибазальт	53,40	4,60	4,30	6,22	2,16	0,72	"
Трахит	53,13	5,12	2,23	6,78	1,76	0,74	"
Трахибазальт	58,86	5,63	5,53	3,17	5,30	0,84	Тристан-да-Кунья
"	47,31	4,23	3,19	9,25	1,24	0,59	"
"	46,71	2,97	1,20	10,21	0,67	0,60	"
Базальт	46,58	3,79	2,75	9,48	1,07	0,60	"
"	48,50	2,94	0,99	9,79	0,66	0,62	"

Трахиандезит	49,86	3,35	2,33	9,17	0,96	0,68	"
"	55,36	5,93	4,99	5,77	2,89	0,73	"
"	56,01	5,09	4,83	4,49	3,33	0,79	"
Трахит	56,60	5,14	5,11	4,60	3,34	0,79	"
Базальт	48,36	2,90	1,68	8,37	0,87	0,64	Гоф
Трахибазальт	52,42	4,16	3,64	6,57	1,80	0,72	"
Трахит	61,13	6,33	5,88	1,80	10,23	0,89	"
Базальт	45,92	3,12	1,06	10,63	0,65	0,57	Св. Елена
"	46,84	3,40	1,18	10,12	0,75	0,61	"
Трахибазальт	48,86	4,81	1,98	7,56	1,46	0,64	"
"	51,15	5,54	1,86	6,94	1,76	0,69	"
Трахиандезит	56,49	6,22	2,97	3,58	4,13	0,80	"
"	59,15	6,88	3,32	2,90	5,66	0,86	"
Трахит	61,10	6,94	4,35	2,01	8,81	0,91	"
Фонолит	62,04	7,16	4,79	1,84	10,14	0,91	"
Океаниты	41,88	2,08	0,81	9,27	0,51	0,49	Океанические области (средний состав из 57 ан.)
Базанитоиды	43,92	3,11	1,33	11,64	0,62	0,52	Океанические области (средний состав из 14 ан.)
Пикритовые базальты	45,56	1,83	0,80	9,66	0,44	0,54	То же, из 32 ан.
Базальты оливиновые	46,21	2,92	1,19	10,67	0,63	0,58	" из 344 ан.
Базальты	46,21	3,37	1,61	10,15	0,79	0,59	" из 71 ан.
Трахибазальты	48,23	3,82	2,11	9,04	1,04	0,63	" из 107 ан.
Муджнериты	53,78	5,29	2,43	5,17	2,41	0,76	" из 22 ан.
Трахиандезиты	56,51	5,66	3,61	4,79	3,04	0,80	" из 52 ан.

* При составлении таблицы использованы литературные данные, обобщенные ранее автором [6], и оценка средних составов по В.С. Гладких [10]; содержание кремнезема и других компонентов указаны для анализов, приведенных к 100% за вычетом воды и летучих.

²* Здесь и далее в таблице к базальтам отнесены щелочные, в том числе оливинсодержащие разновидности.

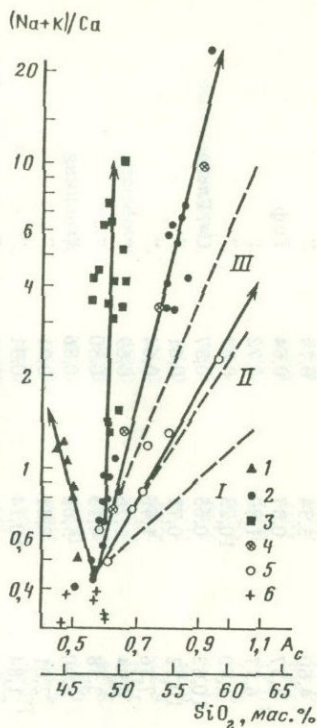
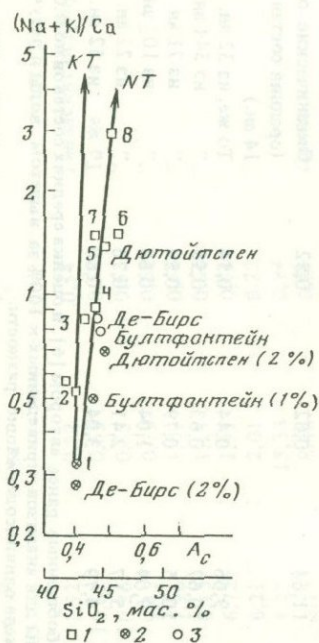


Рис. 13. Положение составов наименее карбонатизированных кимберлитов относительно среднего кимберлитового (КТ) и нефелинитового (НТ) трендов

1 — нефелиниты, мелилититы и лейцититы; 2 — кимберлиты, среднее для трубок (в скобках — содержание CO_2); 3 — силикатная основа кимберлитов (из тех же трубок); цифрами выделены средние составы: 1 — кимберлитов, 2 — меланефелинитов и мелилититов, 3 — мелилитовых нефелинитов, 4 — меланефелинитов Восточного рифта, 5, 6 — лейцитовых нефелинитов и лейцититов, 7, 8 — нефелинитов Восточного рифта; 1, 2, 6, 7 — по Р. Дели, 3, 5 — по В.С. Гладких, 4, 8 — по В.И. Герасимовскому и А.И. Полякову

Рис. 14. Известково-щелочные тренды вулканогенных пород Кузнецкого Алатау

1 — нефелиниты; 2 — щелочные базальты и базальтоиды; 3 — берешиты и тефриты; 4 — средние составы типичных пород региональной щелочно-базальтовой ассоциации по В.Н. Довгалю [15]; 5 — породы известково-щелочной серии; 6 — кумулятивные фации (пикритовые порфириты и анкарамиты); римскими цифрами и пунктирными линиями выделены поля щелочности согласно рис. 2

Поскольку пересчет на бескарбонатную силикатную основу в какой-то степени условен, то в связи с затронутыми вопросами целесообразно обратиться к наименее карбонатизированным типам кимберлитов, встречающихся в различных кимберлитовых провинциях [17]. В качестве примера (рис. 13) показаны первичные кимберлиты из нескольких известных трубок Южно-Африканской кимберлитовой провинции, в которых содержание CO_2 не превышает 1–2%. Как видно из сопоставления с бескарбонатными составами этих же кимберлитов, в совокупности они обнаруживают тренд небольшого, но заметного увеличения кислотности. При

этом в наиболее натриевых типах, кроме альбитового минала, содержится до нескольких процентов нормативного нефелина.

Следовательно, силикатная основа кимберлитов занимает некоторую область составов в пределах общего поля, ограниченного трендами щелочности пикритовых порфиритов и нефелинитов. К этому следует добавить, что близкие к кимберлитам пикритовые порфириты, когда они выходят за пределы кимберлитовых провинций и ассоциируют с карбонатами, не содержат глубинных мантийных ксенолитов. Отмеченные обстоятельства позволяют считать, как это отмечалось ранее рядом исследователей, что геохимическая специализация кимберлитов, их мантийная специфика, обусловлена в первую очередь не особым типом мантийной кимберлитовой магмы, а составом содержащихся в кимберлитовых телах глубинных нодулей и материала дезинтегрированных (флюидизированных) мантийных перидотитов.

В целом для основных типов щелочных магматических серий могут быть намечены два главных, независимых трендовых пучка с различными точками для составов исходных магматических источников по соотношению щелочности и кислотности (кремнекислотности) — точки P_1 и P_2 на трендовой диаграмме, рис. 12. Точке P_1 соответствуют средние составы наиболее основных мантийных пород — от перидотитов до наименее щелочных типов пикритов и кимберлитов (пикритовых порфиритов) с величиной отношения $(Na + K)/Ca$ около 0,3. Точка P_2 отвечает более кремнекислым составам пикритовых базальтов типа гавайских или Восточно-Африканского рифта с величиной отношения $(Na + K)/Ca$, равной 0,4–0,45.

На графике (см. рис. 12) приведены также примеры составов типичных щелочных базальтоидов, характеризующих размах дифференциации для основной массы вулканогенных пород в отдельных провинциях: от минимального для щелочной трапповой серии Деккана до наиболее дифференцированных серий, заканчивающихся щелочными трахитами и трахифонолитами в таких, например, провинциях, как Восточно-Африканский рифт, Новая Зеландия или Чешский срединный массив. Как следует из графика, наиболее щелочные дифференциаты — щелочные трахиты и фонолиты — могут быть конечными конвергентными продуктами сближенных трендов магматической дифференциации разных исходных магм — базанитоидных и щелочно-базальтоидных. Это обстоятельство, отмечавшееся и ранее, следует иметь в виду при выяснении генетических связей их возможных интрузивных аналогов — нефелиновых сиенитов — с теми или иными исходными магмами.

Величина щелочно-кальциевого параметра наряду с другими критериями может привлекаться при оценке первичного характера предполагаемых родоначальных магм путем соотнесения их с намеченными выше трендовыми пучками. Так, например, этому критерию вполне удовлетворяет анкармитовый тип исходной магмы для щелочно-базальтовых серий Атлантики, изученных В.Л. Барсуковым, Л.Н. Когарко и др. в 1982 г. Состав родоначальной магмы для щелочно-базальтовых серий Восточного рифта, рассчитанный В.И. Герасимовским и А.И. Поляковым [8], вероятно, уже прошел определенный путь дифференциации с отделением оливина от исходного пикритбазальтового мантийного расплава.

Основываясь на намеченных типовых трендах магматической диффе-

ренциации, можно подойти и к характеристике щелочно-базальтоидного магматизма наиболее сложных петрографических провинций, где совместно встречаются различные типы базальтоидов. В качестве характерного примера можно привести щелочную провинцию Кузнецкого Алатау, в которой, помимо основной массы щелочных базальтов, присутствуют в подчиненном количестве как наиболее меланократовые (нефелиниты), так и лейкократовые дифференциаты повышенной щелочности — трахиандезиты, трахиты, трахифонолиты [4].

Петрологическая специфика данной провинции подчеркивается появлением высоконефелиновых базальтоидов — берешитов, потенциальных источников глиноземного сырья. Берешиты обращают на себя внимание и потому, что в этой же провинции в настоящее время разрабатывается известное Кия-Шалтырское месторождение нефелиновых пород — уртитов. Генезис этого месторождения, его возможные магматические источники являются предметом длительной дискуссии.

При применении обычного, наиболее употребительного метода петрохимической типизации базальтоидов с помощью соотношения суммарной щелочности $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и SiO_2 можно прийти к заключению, что основная масса щелочных вулканогенных пород составляет единую магматическую ассоциацию (формацию), в пределах которой трудно выделить четкие петрологические тренды, помимо общей тенденции увеличения щелочности по мере повышения кремнекислотности.

Если для петрологической интерпретации анализов основываться на соотношении щелочно-кальциевого параметра и A_c , то можно наметить определенные петрохимические, а значит, и генетические тренды при формировании щелочно-базальтовой ассоциации в Кузнецком Алатау.

Как видно из диаграммы (рис. 14), основная масса пород принадлежит к главному щелочно-базальтовому тренду, характерному и для других щелочных базальтоидных провинций. Небольшая часть анализов относится к известково-щелочным трендам пониженной щелочности (поля II—III диаграммы, см. рис. 8). Вместе с тем диаграмма $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca} - A_c$ позволяет дать более определенную интерпретацию генетических связей эффузивных пород повышенной щелочности — нефелинитов и берешитов. Нефелиниты, как следует из графика, хотя и образуют четкий тренд, но этот тренд отходит от общих и для других базальтоидов составов исходных оливиновых щелочных базальтов. Этим рассматриваемые нефелиниты отличаются от типичных нефелинитов рифтогенных и других провинций, принадлежащих к самостоятельному, независимому от базальтов, трендовому пучку. Таким образом, для всех пород ассоциации может быть намечен единый трендовый пучок и соответственно общий магматический источник. Появление специфических обогащенных нефелином разностей пород (нефелиниты, берешиты), скорее всего, обусловлено сочетанием ряда локальных факторов, прежде всего повышенной щелочностью первичной базальтовой магмы и базанитоидной тенденцией начальных этапов дифференциации. Другим существенным фактором была возможность отделения меланократовых кумулятивных фракций типа пикритовых порфиров — анкарамитов, также установленных в составе эффузивных серий. В то же время весьма малая распространенность этих пород и нефелинитов подчеркивает локальные масштабы подобных процессов. Эта особен-

ность, а также низкие содержания редких элементов отличают данную ассоциацию от типичных рифтогенных нефелинитовых серий, связанных с более глубинными и более селективными мантийными магмами.

Как следует из возможности объединения базальтовых серий различной щелочности в трендовый пучок с общей точкой (областью) начальных составов, различия в строении и составе верхней мантии под океанами и континентами заметно не отражаются на петрохимической специфике исходных глубинных протобазальтовых магм. Другими словами, не возможная гетерогенность верхней мантии в областях магмогенерации, а физико-химические условия преобразования начальных пикрит-базальтовых мантийных выплавов в материнские толеитовые или щелочно-базальтовые магмы оказываются определяющими для последующей магматической дифференциации и формирования базальтовых серий различной щелочности.

Если судить по изменению валового химизма, эти преобразования не столь уж существенны. Как было впервые показано Т. Бартом для дифференцированных серий Атлантики [2], переход от материнских толеитов к щелочным базальтам островных серий затрагивает всего лишь несколько процентов катионов из общего состава первичных магм, но этого достаточно для их относительного обогащения щелочами, титаном и фосфором при параллельном обеднении феррическими компонентами и кальцием. Аналогичное повышение щелочности в анкарамитах по сравнению с пикритами может выражаться только в появлении нескольких процентов нормативного нефелина.

Однако именно эти небольшие начальные различия в составе первичных магм как генетический код предопределяют последующую эволюцию саморазвивающихся магматических систем по мере подъема магм из мантийных очагов при понижении давления, температуры и прогрессирующем вовлечении летучих в процесс магматической кристаллизации. При этом состав расплавов, сосуществующих с оливином и пироксеном, в присутствии газовой фазы в зависимости от соотношения H_2O и CO_2 , как следует из данных современной экспериментальной петрологии, может варьировать от насыщенных кремнеземом до недосыщенных. В свою очередь, флюидный режим в процессе подъема и дифференциации исходных базальтовых магм тесно связан с общей геодинамической обстановкой [30], что находит прямое отражение в известной магматической зональности островодужного и окраинно-континентального магматизма.

С выводами, основанными в первую очередь на близости состава первичных базальтовых магм и на принципе когерентности петрогенных и редких элементов, в достаточной мере согласуются и результаты петрологической оценки состава мантийных источников с привлечением изотопных геохимических индикаторов. В качестве показательного примера можно привести современные данные по Гавайским островам [35], показывающие, что в основе генезиса и щелочных базальтов, и толеитов лежит один и тот же мантийный источник, а наблюдаемые вариации соотношения изотопов стронция, самария, неодимия отражают лишь изменение состава дополнительного небольшого количества примесного компонента (1–3%), выплавляющегося из океанических базальтов. Сходные выводы по результатам обобщения изотопных данных в последнее время высказывались и другими исследователями.

Максимального размаха дифференциация по щелочным трендам, согласно упомянутой выше модели Барта, достигает в купольных субвулканических очагах или, по современным представлениям, над так называемыми горячими точками или мантийными струями флюидного пропаривания верхней мантии.

В других случаях, когда магмаобразование связано с обширными зонами разуплотнения мантии в континентальных сводах по мере появления близповерхностных роев питающих даек, такого резкого геохимического размежевания базальтов может и не быть. Поэтому возможны все переходы от толеитов к щелочным базальтам, как, например, в обширной эффузивной провинции Эфиопии и Йемена. Близость состава мантийных магматических источников для разных типов базальтоидных серий согласуется еще и с тем, что сонахождение толеитов и щелочных базальтоидов, хотя и в разных соотношениях, наблюдается в различных континентальных провинциях, включая и некоторые типичные трапповые — Деккан, Карру.

Иной, гораздо более основной щелочно-перидотитовый или щелочно-пикритовый тип магматических источников следует предполагать для нефелинит-базанитовых и кимберлитовых магм.

Имея в виду эти два типа магматических источников, можно сопоставить с ними некоторые петрологические оценки состава верхней мантии и модельных перидотитов. Как известно, эти оценки базируются преимущественно на составе различных перидотитовых и пироксенитовых нодулей. Обычно они обеднены щелочами, особенно калием. Соответственно и величина щелочно-кальциевого параметра для них примерно в 2 раза меньше по сравнению с материнскими базальтами.

Для достижения необходимого уровня щелочности и кремнекислотности обычно предполагается высокая селективность плавления перидотитов, что вряд ли можно признать как универсальный фактор из-за маловероятной сегрегации и отделения подобных расплавов, генетически сопряженных с гораздо более массовыми толеитами.

Если исходить из пироксенитовой мантии [20], то все равно возникают затруднения; несмотря на более высокое содержание кремнезема и кальция в клинопироксеновом компоненте по сравнению с главными железомagneзиальными фазами перидотитов, пироксениты также бедны щелочами. Поэтому величина щелочно-кальциевого параметра в них остается примерно на том же уровне, что и в лерцолитах. При выплавлении мантийных магм тренды первичного повышения щелочности будут, по-видимому, сходны.

В качестве подтверждения можно привести результаты экспериментов Грина и Жака [43]. Взятый ими исходный модельный состав обедненного оливином лерцолита является переходным к пироксенитам. Этот состав близок к составу мантии, рассчитанному В.А. Кутолиным с учетом возможной дезинтеграции пироксенитов [20].

При пересчете экспериментальных данных Грина и Жака на используемые нами петрохимические параметры и при нанесении этих параметров на график зависимости от A_c (рис. 15) видно, что составы селективных базальтовых фракций по мере последовательного возрастания щелочности и увеличения селективности выплавов от 17 до 10% подчинены четкому линейному полибарическому тренду. С повышением давления от 2 до

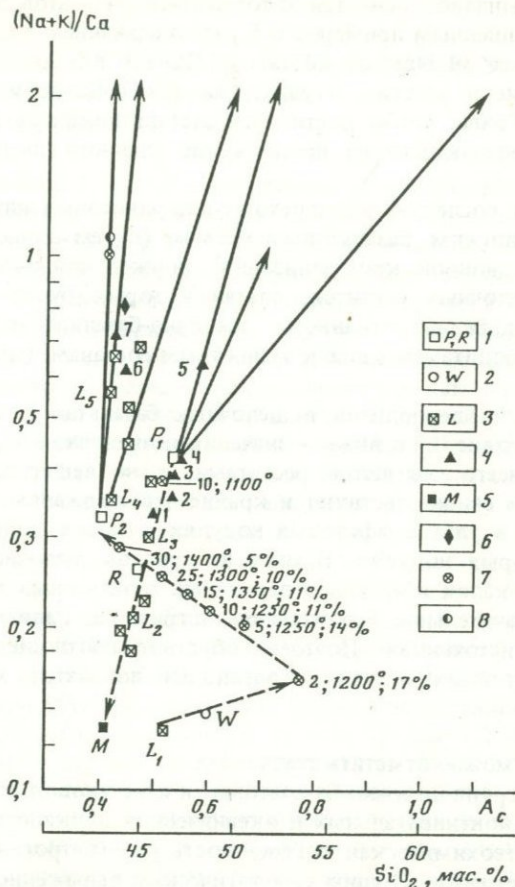


Рис. 15. Оценка состава исходных мантийных магм и респитов по трендам щелочности и экспериментальным данным

1 — конечные составы мантийных базальтоидных (P_1) и ультраосновных (P_2) магм; R — пиролит А. Рингвуда; 2 — мантийные вебстериты (по В.А. Кутолину); 3 — исходные мантийные лерцолиты и гарцбургиты (L_1 — состав по А. Жаку и Д. Грину [43], L_2 — перидотит, Лизард, L_3 — океанический лерцолит, по Л.В. Дмитриеву, L_4 — лерцолит, трубка "Обнаженная", L_5 — гарцбургиты океанические и трубка "Мир"; верлиты, вулкан Авача); 4 — различные мантийные магмы (1 — пикриты — анкармиты, по Р. Дели, 2 — Гавайские пикриты по Р. Макдональду и Кашуре, 3 — анкармиты, о-ва Святая Елена по В.Л. Барсукову, Л.Н. Когарко и др., 4 — пикритобазальты гавайские и Восточного рифта, 5 — исходные щелочные базальты Восточного рифта по В.И. Герасимовскому и А.И. Полякову, 6, 7 — средний состав лампрофировых (6) и альеитовых (7) магм Карело-Кольской щелочно-ультраосновной провинции по Л.С. Бородину, А.В. Лапину и И.К. Пятенко); 5 — меймечит; 6 — меланефелиниты Восточного рифта; 7 — экспериментальные составы по А. Жаку и Д. Грину [43]; для каждого состава приведены условия плавления: давление, температура и селективность (в %); 8 — средний пикритовый порфирит из кимберлитовых провинций

15 кбар состав выплавки меняется от толеитовых базальтов до пикритовых базальтов с повышенным примерно в 5 раз содержанием щелочей по сравнению с исходным модельным составом. Однако необходимо еще более высокое давление и участие летучих, как это известно из предыдущих экспериментов Грина, чтобы достигнуть состава пикритов или пиролита, по Рингвуду, попадающего на продолжение главного щелочно-базальтового тренда.

Очевидно, что последующий переход от пиролитовых или пикритовых составов к материнским базальтовым магмам (путем селективного плавления или фракционной кристаллизации) должен сопровождаться отделением низкощелочных рествитов, состав которых будет перемещаться вниз, на продолжение главного щелочно-базальтового тренда, к обедненным лерцолитам и далее к тупиковым составам дунитов и меймечитов.

Поэтому нодули лерцолитов в щелочных базальтах и кимберлитах с низкими — на уровне 0,2 и ниже — значениями щелочно-кальциевого параметра, скорее всего, являются рествитами, а не веществом первичной мантии. Об этом свидетельствуют и крайне невыдержанные соотношения калия и натрия в ультрамафитовых нодулях, а также полное отсутствие калия в некоторых нодулях. Исходя из трендов щелочности, а также из соотношения калия и натрия в первичных базальтовых магмах можно предполагать значительное преобладание натрия над калием в исходных магматических источниках. Поэтому обратное соотношение щелочных металлов в мантийных нодулях — очевидный показатель метасоматической флогопитизации.

В заключение можно отметить следующее.

Для главных групп щелочно-базальтовых и известково-щелочных базальтовых серий из континентальных и океанических вулканогенных провинций характерна геохимическая когерентность ряда петрогенных и редких литофильных элементов. Общим топологическим выражением геохимической когерентности является пучок линейных графиков — трендов концентрации относительно A_c с наибольшими градиентами концентрации для щелочных и наименьшими — для известково-щелочных (толеитовых) серий.

На основе известково-щелочного параметра $(Na + K)/Ca$ намечены главные тренды изменения щелочности для щелочно-базальтовых и известково-щелочных магм и выделены два основных трендовых пучка, позволяющие противопоставить нефелинит-кимберлитовые и базальтовые серии по характеру связи с различными мантийными магматическими источниками.

Принадлежность океанических (островных) и континентальных щелочно-базальтовых серий к общему трендовому пучку совместно с известково-щелочными базальтовыми сериями позволяет предполагать для всех типов серий петрохимически близкие мантийные магматические источники (пикриты, пикритовые базальты).

ТИПЫ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ИХ ПЕТРОЛОГИЯ

Интерес широкого круга исследователей к меланократовым щелочным бесполовошпатовым вулканическим породам — нефелинитам, лейцититам, авгититам, лимбургитам и т.п. — обусловлен в первую очередь тем обстоятельством, что с этими породами в ряде случаев связаны проявления редкометалльных карбонатитов. Это хорошо изученные в настоящее время комплексы Восточно-Африканской рифтовой зоны, Кайзерштуля и ряда других карбонатитовых провинций. Сами щелочные бесполовошпатовые базальтоиды поэтому нередко воспринимаются как один из признаков карбонатитоносности районов их развития. С другой стороны, известно, что эти породы распространены значительно более широко, и в различной мере представленная группа щелочных бесполовошпатовых базальтоидов в том или ином объеме постоянно входит в состав щелочно-базальтовых ассоциаций, как океанических, так и континентальных. Эта двойственность находит отражение как в систематике этих пород, так и в трактовке генезиса. Актуально, таким образом, рассмотреть особенности и отличия карбонатитоносных типов щелочных базальтоидов, а также характер связи этой группы пород с щелочно-базальтовым вулканизмом.

Нами такая попытка была предпринята на примере вулканических ассоциаций окраин Русской платформы (серии Днепровско-Донецкой впадины, Кольского полуострова, западного склона Среднего Урала), в пределах которых на фоне широко развитого щелочного базальтового вулканизма присутствуют бесполовошпатовые щелочные базальтоиды. В связи с некоторыми из последних известны карбонатиты вулканической и субвулканической фаций (контозерская и покрово-киреевская серии). В настоящее время по этим вулканическим ассоциациям имеется большое количество геолого-петрологических исследований, которые были обобщены и использованы в работе наряду с собственным геологическим и аналитическим материалом.

Тектоническое положение рассматриваемых вулканических серий определяется их локализацией в краевых частях Русской платформы, где в связи с нижнепалеозойской активизацией происходило зарождение эпикратонных рифтогенных систем — региональных зон разломов, грабенов и авлакогенов (В.Н. Москалева, 1982 г.). От прилегающих частей платформы эти зоны отличаются характером глубинного строения — более высоким положением поверхности Мохо и уменьшенной мощностью гранитного слоя.

На Кольском полуострове это система грабенов и сопряженных с ними разломов — так называемая Северо-Восточная тектоническая зона, прослеживающаяся на юго-запад до рифтовой зоны Осло [14]. Вулканогенные образования (верхний девон — карбон), представленные ловозерской щелочно-базальтовой серией и контозерской серией щелочных бесполовошпатовых базальтоидов, приурочены к опущенным блокам в северо-восточном окончании этой зоны, имеющей мозаичное горст-грабеновое строение.

На юге Русской платформы проявления щелочно-базальтового вулканизма (верхний девон) связываются с формированием крупной рифтогенной системы — Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, который сопоставляется с молодыми рифтовыми структурами щелевого типа западной ветви Восточно-Африканского рифта, Верхнерейнским и Южно-Байкальским грабенами (Е.Е. Милановский, 1976 г., А.Ф. Грачев, 1977 г. и др.). Тектоническая зона этого крупнейшего палеорифта протяженностью более 1,5 тыс. км включает серию грабенов и выступов кристаллического фундамента, ограниченных общей системой субширотных разломов. Вдоль этих разломов почти на всем их протяжении, фиксируются проявления щелочного базальтового вулканизма (волновухская, черниговская и др. серии). Щелочные бесполовошпатовые базальтоиды локализованы в узлах пересечения субширотных разломов с субмеридиональными более древними тектоническими зонами — в участках Белоцерковского выступа, Покрово-Киреевской структуры и др. (А.В. Чекунов, 1972 г.).

Щелочные базальтоиды западного склона Среднего Урала развиты в пределах миогеосинклинальной зоны, представлявшей в докембрии активизированную окраину Русской платформы. Кристаллический фундамент, прослеживающийся здесь по магнитным и гравитационным полям и сейсмическим данным, имеет блоковое строение. Проявления щелочного вулканизма сосредоточены на участке пересечения расколов субмеридионального (уральского) направления с региональной субширотной дислокацией в платформенном основании (А.С. Гринсон, Ю.Д. Смирнов, 1973 г.).

Таким образом, сходство в общем структурном положении щелочных вулканических серий Русской платформы заключается в их связи с региональными тектоническими зонами глубинного заложения, что согласуется с концепцией мантийного происхождения базальтовых магм повышенной щелочности.

Все рассматриваемые щелочные вулканические ассоциации Русской платформы включают в себя серии двух типов — щелочно-базальтовые и щелочных бесполовошпатовых базальтоидов. Последние представлены ограничено, а их состав и соотношение с базальтовыми сериями варьируют в разных частях региона. Щелочные базальтовые серии, наоборот, преобладают по объему, достаточно дифференцированы и однотипны. По своим петрологическим особенностям они специфичны и отличаются от типичных представителей континентальной щелочной оливин-базальтовой формации (И.К. Пятенко, 1979 г.). Кратко остановимся на основных их различиях.

ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

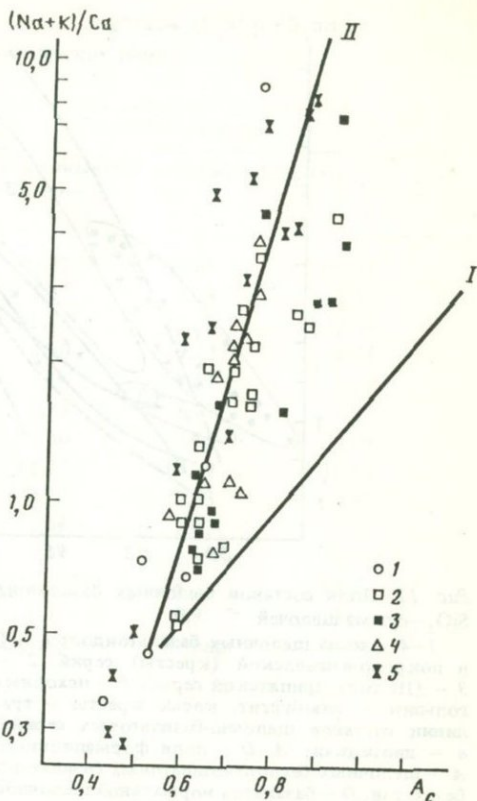
Наиболее известными щелочно-базальтовыми сериями являются ловозерская серия на Кольском полуострове, волновухская — в Приазовье и дворечкая — на Среднем Урале. Выделяются также черниговская, припятская (Днепровско-Донецкая впадина), шпалорезовская (Средний Урал). Большинство исследователей относят их к представителям щелочной оливин-базальтовой формации континентов (по Ю.А. Кузнецову) или трахибазальт-трахиандезит-трахипаритовой формации жестких структур с развитой континентальной корой (Магматические формации СССР, 1979 г.). По

Рис. 16. Составы пород щелочно-базальтовых серий Русской платформы на диаграмме $A_c - (Na + K)/Ca$

1 — ловозерская; 2 — волновухская; 3 — дворецкая; 4 — шпалорезовская; 5 — припятская; I, II — главные тренды [7]; I — известково-щелочной, II — щелочной-базальтовый

петрографическому составу и набору пород серии различных частей рассматриваемого региона сходны. Преобладают меланократовые щелочные, существенно пироксеновые (авгитовые) базальты; ранние члены представлены пикрит-базальтами и анкарами; в дифференциатах широко развиты лейко- и трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, менее характерны трахипариты (волновухская серия) и трахифонолиты (ловозерская серия). По соотношению величин щелочно-кальциевого параметра $(Na + K)/Ca$ и общей кислотности A_c рассматриваемые базальтовые серии Русской платформы попадают довольно строго в поле, выделяемое Л.С. Бородиным [7] для щелочных базальтовых серий (рис. 16). По соотношению же суммарной щелочности и кремнезема линии их составов оказываются вне поля серий трахибазальтовой формации. Более высокие значения отношения $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ сближают их с базанит-тефритовыми типами (рис. 17, поле III). Тем не менее по своему минералогическому составу серии Русской платформы не могут быть отнесены к базанитам-тефритам, так как в отличие от них не содержат в своем составе фельдшпатоидов, а плагиоклазы имеют не основной, а кислый состав. Минералогическая специфика серий Русской платформы особенно четко проявлена в собственно базальтах этого региона. Базальты представлены меланократовым типом, преобладающей ранней фазой в них являются клинопироксены и титаномagnetиты. Оливин для этих пород не характерен, встречается в единичных кристаллах в виде полных псевдоморфоз; ортопироксен не отмечался вовсе. Плагиоклазы содержатся в основной массе, появляясь во вкрапленниках только в дифференцированных разностях. Они отличаются пониженной основностью, чаще всего отвечая по составу андезину. Для базальтов характерны миндалекаменные, пористые и даже вспененные текстуры, свидетельствующие о высокой газонасыщенности магмы, порфировые и стекловатые структуры, идиоморфизм цветных минералов и отсутствие офитовых структур.

Имеющиеся исследования пироксенов (В.И. Лебединский, Л.П. Кири-



($\text{Na}_2\text{O} + 0.7\text{K}_2\text{O}$), мас. %

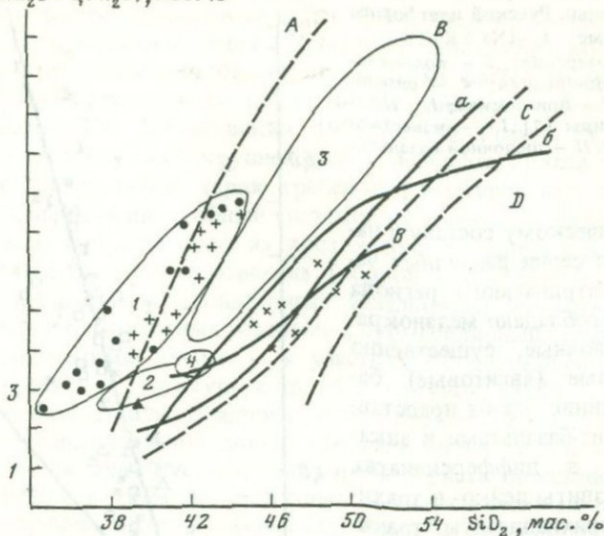


Рис. 17. Поля составов щелочных базальтоидов Русской платформы на диаграмме SiO_2 — сумма щелочей

1–4 — поля щелочных базальтоидов: 1 — (I тип) контозерской (черные кружки) и покрово-киреевской (кресты) серий, 2 — (II тип) авгититы дворцовой серии, 3 — (III тип) припятской серии, 4 — исходных составов шпалорезовской серии (треугольник — лимбургит, косые кресты — трахибазальты и трахиандезиты); а–б — линии составов щелочно-базальтовых серий: а — ловозерская, б — волновахская, в — дворцкая; А–D — поля формационных типов по Н.А. Румянцевой (1977 г.): А — щелочных бесполевошпатовых базальтоидов; В — базанитов-тефритов, С — трахибазальтов, D — базальтов нормальной щелочности

ченко, 1973 г.; З.М. Ляшкевич, А.И. Марушкин, 1982 г. и др.) показывают, что в рассматриваемых базальтах преобладают субкальциевые авгиты с незначительной ролью геденбергитовой и эгириновой молекул и переменным содержанием титана (титанистые авгиты — 2–3% TiO_2 и титан-авгиты $> 3\% \text{TiO}_2$). Пироксены характеризуются существенно кальциевым составом с соотношением $\text{Ca} > \text{Mg} \gg \text{Fe}$ и недосыщены кремнием и алюминием. Низкие содержания алюминия ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 5\%$) и высокие — кальция отличают пироксены вкрашеников большинства изученных серий от глиноземистых мегакритов высокобарического пироксена из щелочно-базальтовых серий Прибайкалья, Монголии и других регионов. Пироксены из базальтов Русской платформы по низким содержаниям кремнекислоты оказываются близки к пироксенам из лимбургитов Кайзерштуля и базанитов Маймеча-Котуйской провинции [10]. Следует подчеркнуть, что так же, как и в последней, в базальтах Русской платформы отсутствуют не только мегакриты высоких давлений, но и нодулы ультраосновных пород. Попутно отметим также, что пироксены из щелочных бесполевошпатовых базальтоидов рассматриваемого региона значительно более разнообразны по составу. В наиболее щелочных и меланократовых типах (контозерская, покрово-киреевская и др. серии) они отвечают диопсид-авгитам, в нефелинитах припятской серии — содержат значительную примесь эгириновой

Таблица 9

Средние составы* различных петрохимических типов щелочных базальтов континентов

Компонент	Титан-железистый			
	щелочные пироксеновые базальты			
	1	2	3	4
SiO ₂	45,50	43,42	45,84	45,82
TiO ₂	4,60	3,31	4,28	2,53
Al ₂ O ₃	11,44	13,40	11,80	13,99
Fe ₂ O ₃	8,67	5,60	7,12	4,94
FeO	6,61	7,11	7,65	8,13
MnO	0,15	0,24	0,22	0,25
MgO	7,62	9,60	6,65	7,99
CaO	10,66	12,22	10,39	10,88
Na ₂ O	2,49	3,12	2,63	2,37
K ₂ O	1,78	1,34	2,42	1,15
P ₂ O ₅	0,48	0,59	0,99	0,45
Ti/ΣFe	29	24	28	22
Fe ₂ O ₃ /FeO	1,3	0,8	0,9	0,6
Nb	90	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Zr	440	"	"	"
TR	360	"	"	"
Sr	900	"	"	"
Cr	163	"	"	"
Ni	96	"	"	"
Co	40	"	"	"

* Здесь и в табл. 10–14 петрогенные компоненты — в мас.%, микроэлементы — в г/т.
 1 — Русская платформа, данные автора с учетом литературных данных (70 ан.); 2 — Чешское Среднегорье, Црбени, 1969 г.; 3 — Маймеча-Котуйская провинция; 4 — Восточно-Африканский рифт; 5 — серия Эфиопии; 6 — Прибайкальская рифтовая зона [11]; 7 — базальт щелочной оливин-базальтовой формации, В.А. Кутюлин, 1972 г.

молекулы [19]. В некоторых случаях (дворецкая серия) они близки к авгитам из базальтов.

По химическому составу авгитовые базальты Русской платформы также специфичны и характеризуются низким содержанием кремнекислоты и глинозема при высоких содержаниях суммарного и окисного железа и особенно титана. Это отличает их от среднего состава базальтов щелочной оливин-базальтовой формации континентов и ряда типичных серий, входящих в ее состав — серий Прибайкальского рифта, Эфиопии и др. (табл. 9). Аналогами базальтов Русской платформы являются оливин-пироксеновые базальты Чешского Среднегорья, щелочные базальты Маймеча-Котуйской провинции и Восточно-Африканской рифтовой зоны. Различия между указанными типами континентальных щелочных базальтов выявляются и по уровню концентрации в них редких элементов. Щелочные авгитовые базальты Русской платформы более чем вдвое богаче такими типоморфными для щелочных магм элементами, как Nb, Zr, TR, Sr, Ba и др., уровень

Таблица 9 (окончание)

Компонент	Кремнисто-глиноземистый		
	щелочные оливиновые базальты		
	5	6	7
SiO ₂	47,04	47,48	48,93
TiO ₂	2,17	2,56	2,27
Al ₂ O ₃	15,55	15,36	15,69
Fe ₂ O ₃	4,64	3,93	4,19
FeO	7,68	8,42	7,69
MnO	0,33	0,22	0,15
MgO	6,72	7,69	7,16
CaO	10,63	8,56	9,21
Na ₂ O	3,09	3,52	2,92
K ₂ O	1,65	1,70	1,34
P ₂ O ₅	0,50	0,56	0,45
Ti/Σ Fe	17	19	18
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,6	0,5	0,5
Nb	He опр.	47	12—40
Zr	"	143	200
TR	"	195	He опр.
Sr	"	He опр.	360—600
Cr	"	200	106
Ni	"	132	70
Co	"	69	30

концентрации которых, как известно [24], увеличивается в ряду базальтовых магм возрастающей глубинности. Разнотипность базальтов континентальной щелочной оливин-базальтовой формации в настоящее время не вызывает сомнений (Магматические формации СССР, 1979 г.). Один из таких типов базальтов был рассмотрен В.С. Гладких (1982 г.) на примере Прибайкальской рифтовой зоны, где ассоциация щелочных базальтов с толеитовыми позволила связать происхождение щелочных оливиновых базальтов с глубинной дифференциацией исходной оливин-толеитовой магмы. Указанные выше принципиальные петролого-геохимические отличия щелочных базальтов Русской платформы и полное отсутствие в ассоциации толеитов дают основание для иной трактовки генезиса. В данном случае наиболее обоснованной представляется их связь с базанитовой родоначальной магмой (Х. Йодер, 1976 г.), образование которой предполагает частичное плавление более глубоких горизонтов верхней мантии (Д.Х. Грин, А.Э. Рингвуд, 1968 г. и др.). Это подтверждается особенностями наиболее распространенных в ассоциации Русской платформы авгитовых мелабазальтов и связанных с ними постепенными переходами еще более меланократовых типов пород с цветным индексом более 55, по соотношению кремнекислотности—щелочности относящихся к базанитовому ряду (см. рис. 17). Характерное для ассоциации отсутствие мегакристов высоких давлений и обломков ультраосновных пород может свидетель-

ствовать, что последующая эволюция базальтовой магмы происходила уже в менее глубинных условиях путем фракционирования существенно кальциевого пироксена и рудного минерала, что в итоге привело к формированию ряда пород с нарастающей кремнекислотностью и повышенной щелочностью полевых шпатов. Следует подчеркнуть эту "двуступенчатость" базальтового вулканизма рассматриваемого региона: его начальную связь с глубинными базанитовыми расплавами и дальнейшее развитие в относительно менее глубоких промежуточных камерах.

ЩЕЛОЧНЫЕ БЕСПОЛЕВОШПАТОВЫЕ БАЗАЛЬТОИДЫ — ИХ ТИПЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

В группе щелочных базальтоидов Русской платформы, так же как и в щелочно-базальтовых сериях этого региона, преобладают меланократовые разности существенно пироксенового состава. Типоморфными породами здесь являются авгититы, наряду с которыми могут присутствовать лимбургиты, меланефелиниты, реже мелилититы. Дифференциатами являются лейцититы, нефелиниты, трахифонолиты. Геологическое положение щелочных базальтоидов и их взаимоотношение с базальтовыми сериями в разных частях региона неоднозначны, и по ним можно выделить три типа:

I. Щелочные бесpoleвошпатовые базальтоиды проявлены самостоятельно, с временным разрывом, как заключительная фаза после формирования дифференцированных щелочных базальтовых серий. Здесь представлены наиболее меланократовые и щелочные породы, в том числе мелилитсодержащие. С этим типом связаны карбонатитовые вулканические и субвулканические проявления (контозерская и покрово-киреевская серии).

II. Щелочные бесpoleвошпатовые базальтоиды, главным образом авгититы, появляются до начала формирования базальтовой серии и представляют собой раннюю фазу (дворецкая серия Западного Урала).

III. Щелочные бесpoleвошпатовые базальтоиды тесно ассоциируют в разрезе с базальтами. Последние могут резко преобладать (шпалорезовская серия).

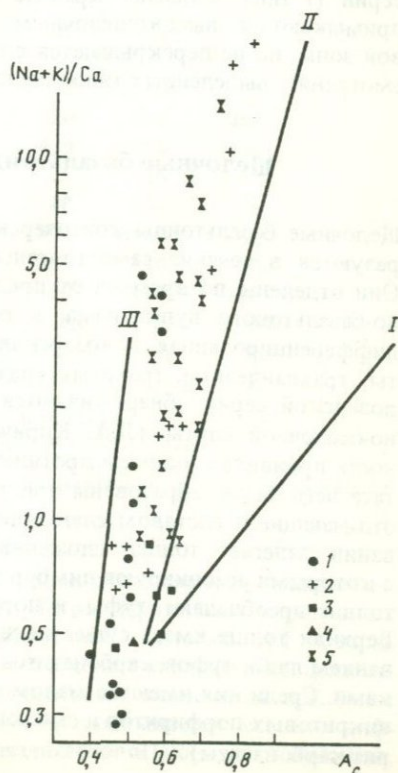


Рис. 18. Составы пород щелочно-базальтоидных серий Русской платформы на диаграмме $A_c - (Na + K)/Ca$

1—5 — серии: 1 — контозерская, 2 — покрово-киреевская, 3 — дворецкая, 4 — шпалорезовская, 5 — припятская;
I—III — Главные тренды серий [7]:
I — известково-щелочная, II — щелочно-базальтовая, III — нефелинитовая

зовская серия) или, наоборот, основную часть разреза составляют щелочные базальтоиды, представленные в этом случае значительно дифференцированными, преимущественно лейкократовыми типами (припятская серия).

Прежде чем перейти к рассмотрению конкретных типов щелочных базальтоидов, отметим общие черты их химизма. Прежде всего необходимо подчеркнуть петрохимическое сходство всех выделенных типов базальтоидов с щелочными авгитовыми базальтами Русской платформы. Оно проявляется в экстремально высоких содержаниях в этих породах титана (до 5–6% TiO_2), которое, так же как и в базальтах, превышает уровень концентрации в аналогичных породах других регионов. Щелочные базальтоиды обогащены фосфором (около 1% P_2O_5), суммарным и окисным железом, а содержания в них алюминия невысоки, что, как было отмечено ранее, является спецификой и авгитовых базальтов Русской платформы. Различие между авгитовыми базальтами и базальтоидами проявляется главным образом в уровне кремнекислотности–щелочности. На диаграмме $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}-\text{A}_c$ (рис. 18) точки составов щелочных базальтоидов характеризуются более низкой по сравнению с базальтами общей кислотностью и занимают поле, промежуточное между щелочно-базальтовым трендом (II) и трендом высокощелочных фойдитных ассоциаций (III). При этом можно отметить, что авгититы, представляющие базальтоиды II типа (дворецкая серия) ложатся почти в основание щелочно-базальтового тренда, в то время как базальтоиды покрово-киреевской и особенно контозерской серий (I тип) занимают крайнее левое положение. Они непосредственно примыкают к высокощелочным сериям Восточно-Африканской рифтовой зоны, но не перекрываются с ними. Перейдем к более подробному рассмотрению выделенных типов щелочных базальтоидов Русской платформы.

Щелочные базальтоиды контозерской серии (тип I)

Щелочные базальтоиды контозерской серии на Кольском полуострове образуются в течение самостоятельной фазы вулканической деятельности. Они отделены по времени от предшествующей им основной фазы щелочно-базальтового вулканизма, в результате которой была сформирована дифференцированная ловозерская серия (анкарамиты, щелочные базальты, трахиандезиты, трахиты, трахифонолиты и др.). Обломки пород ловозерской серии обнаруживаются в основании контозерской вулканогенно-осадочной свиты (Л.А. Кириченко, 1970 г.). Вулканическая деятельность проявилась на всем протяжении формирования этой свиты, в результате чего были образованы три толщи общей мощностью около 2000 м, отличающиеся составом слагающих их вулканических продуктов. В основании залегает толща, сложенная преимущественно лавами авгитов, с которыми ассоциируют лимбургиты и нефелиниты. В составе следующей толщи преобладают туфы и пористые шлаковидные лавы мелилититов. Верхняя толща имеет существенно карбонатный состав и сложена чередованием лав и туфов карбонатитов с известковистыми туфогенными осадками. Среди них имеются маломощные покровы лав и туфов мелилититов, пикритовых порфиритов и смешанных силикатно-карбонатных пород (пикрит-карбонатиты). Пологозалегающая вулканогенно-осадочная толща в

Таблица 10

Химические составы главных типов пород (I–III) контозерской серии

Компо- нент	Лово- зерская серия, базальт	I		II		III		Силикат- ная часть пикрит- карбона- тата
		Авгити- ты (4) *	Нефели- ниты (3)	Мели- литы (5)	Пикри- товые порфи- риты (4)	Пикрит- карбона- титы ^{2*}	Карбона- титы ^{3*}	
SiO ₂	45,85	40,98	46,11	38,15	38,31	29,74	13,57	38,59
TiO ₂	6,14	3,49	4,35	5,52	4,11	2,51	1,14	4,73
Al ₂ O ₃	8,87	11,76	12,94	12,64	5,43	7,00	4,62	7,62
Fe ₂ O ₃	6,57	10,04	8,41	9,80	11,63	5,00	1,96	10,44
FeO	8,87	5,41	7,42	4,77	6,59	6,07	4,02	8,43
MnO	0,16	0,37	0,34	0,30	0,28	0,25	0,50	0,34
MgO	7,75	9,04	7,35	9,75	15,55	10,13	2,85	12,72
CaO	10,53	13,71	3,76	15,89	15,98	20,10	37,57	10,82
Na ₂ O	2,98	3,88	5,61	2,18	1,44	2,89	1,92	2,54
K ₂ O	1,60	1,32	3,71	1,00	0,68	3,52	2,17	3,77
A _c	0,62	0,48	0,59	0,46	0,44	0,30		0,43
CI ^{4*}	28	43	23	35	43	37	22	33
Mg/(Mg + + Fe)	48	75	65	78	81	74	55	73
Ti/(Ti + + ΣFe)	37	21	26	36	21	21	19	24
Nb	88	112	105	155	95	60	71	
Zr	452	1097	810	630	320	270	360	
TR	430	400	280	580	430	200	430	
Li	33	70	80	26	25	36	62	
Rb	45	110	75	60	40	100	28	
Sr	643	3300	2300	1600	1500	3600	15000	
Cr	240	110	26	130	900	140	82	
Ni	177	33	38	114	450	190	76	
Sr/Ba	1,0	1,0	0,6	1,2	3,0	2,6	3,2	
Cr/V	1,0	0,4	0,1	0,4	3,8	0,4	0,3	
La/Yb	13	37	—	86	29		32	

* Здесь и далее в таблицах число анализов дано в скобках.

^{2*} В составе, кроме того, присутствуют 1,15% P₂O₅ и 11,64% CO₂;^{3*} В составе, кроме того, присутствуют 2,32% P₂O₅ и 27,35% CO₂;^{4*} Здесь и в следующих табл.: CI – индекс кристаллизации: $CI = \frac{MgO \cdot 100}{(MgO + Fe_2O_3 + FeO + Na_2O + K_2O)}$.

центре кальдеры сечется трубообразным телом, сложенным брекчиями пикритовых порфиритов и карбонатитов. Петрография этих пород и их химизм подробно были рассмотрены ранее (И.К. Пятенко, Л.Г. Сапрыкина, 1980 г.). Здесь же отметим только, что в ходе вулканической деятельности состав вулканических продуктов дискретно становится все более меланократовым, обедняется кремнеземом, уменьшается степень дифференциации пород. Прослеживается увеличение в породах карбоната,

Таблица 11

Распределение РЗЭ в щелочных базальтоидах Русской платформы

Компонент	I тип		II тип	
	1	2	3	4
TR	580	335	470	350
La	114	68	84	68
Ce	252	143	214	140
Pr	16	24	16	19
Nd	132	60	90	77
Sm	16	11,5	28	12
Eu	5	Не опр.	Не опр.	5
Gd	31	То же	24	14
Tb	1,7	11	Не опр.	1,8
Dy	6,4	11,5	9	6
Ho	1,4	4,3	2	1,2
Er	2,7	Не опр.	2	3
Tu	0,2	То же	Не опр.	0,5
Yb	1,1	1,3	1	2
Lu	0,2	Не опр.	Не опр.	0,3
Ce/La	2,2	2,1	2,5	2,1
La/Sm	7	6	3	7
TR _{Ce} /TR _Y	7,8	7,5	6	6
La/Yb	109	52	89	34
Eu/Eu*	0,71			1,1

1-9 серии: 1-2 — контозерская; 3 — покрово-киреевская, 4 — дворецкая, 5-7 — шалопорезовская; 5 — лимбургит, 6 — базальт, 7 — спилитовидный трахиандезитобазальт, 8 — ловозерская (базальт), 9 — дворецкая (базальт). Анализы выполнены в лабораториях ИМГРЭ. Расшифровка производилась из осадка РЗЭ рентгено-спектральным и спектральным методами.

Компонент	III тип			8	9
	5	6	7		
TR	290	270	100	480	360
La	61	45	13	79	72
Ce	105	100	40	185	145
Pr	17	19	Не опр.	33	20
Nd	50	54	13	105	75
Sm	23	15	10	26	17
Eu	3	4	2	Не опр.	5
Gd	13	18	5	25	13
Tb	3	3	Не опр.	Не опр.	1,8
Dy	7	5	3	14	6
Ho	2	1	1	Не опр.	1,1
Er	5	4	1	7	2,2
Tu	0,1	0,4	0,02	Не опр.	0,7
Yb	0,6	1	0,4	6	1,4
Lu	0,1	0,3	0,01	Не опр.	0,4
Ce/La	1,7	2,2	3	2	2
La/Sm	2,6	3	1	3	4
TR _{Ce} /TR _Y	4	4	3	5	6
La/Yb	106	45	29	13	57
Eu/Eu*	0,5	0,8	0,6		1,0

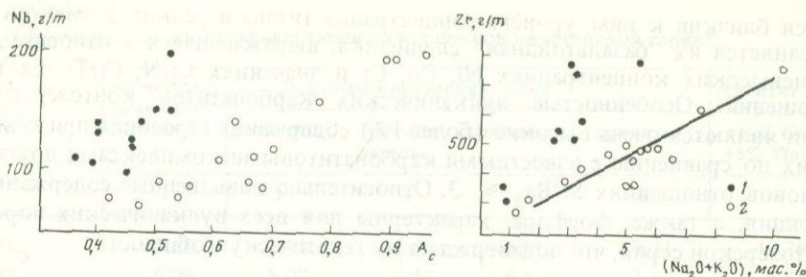


Рис. 19. Распределение Nb и Zr в зависимости от коэффициента общей кислотности A_c и суммы щелочей в породах серий
1 — контозерская; 2 — ловозерская

т.е. нарастает роль углекислой флюидной фазы. В низах толщи карбонатом выполнены поры в вспененных лавах, в более высоких горизонтах появляются силикатно-карбонатные и карбонатитовые лавы.

Авгититы первой вулканической фазы, залегающие в низах контозерской серии, представляют собой слабо дифференцированные породы с высоким индексом кристаллизации (табл. 10). Наиболее дифференцированными на этом этапе являются нефелиниты, относительно обогащенные кремнеземом и щелочами и характеризующиеся высоким значением $Zr/Hf = 110$. Следующие за ними мелилититы представляют самостоятельную, также слабо дифференцированную меланократовую фазу с еще более низкой общей кислотностью и низким $Zr/Hf = 21$. По сравнению с базальтами ловозерской серии (рис. 19) авгититы и мелилититы обеднены кремнеземом, относительно богаче щелочами, Nb, Zr, Li, Rb и в особенности стронцием, но беднее Ni и Cr. При близких суммарных содержаниях группы редкоземельных элементов (РЗЭ) их составы в породах контозерской серии значительно более дифференцированы и обогащены легкими лантаноидами по сравнению с базальтами Ловозера (табл. 11).

Последующие продукты (щелочные пикритовые порфириты, пикрит-карбонатиты) еще менее дифференцированы. Они характеризуются более низкой общей кислотностью A_c и нарастанием меланократовых составляющих MgO , ΣFe , Ca, а также соответственно никеля и хрома. Пикритовые порфириты имеют максимальное для серии значение отношения $Ni/Co = 25$. Первичный (не кумулятивный) характер этих пород и их близость к базальтоидным, а не ультраосновным магмам подтверждают относительно невысоким уровнем концентрации указанных меланократовых компонентов (MgO , Ni, Cr) и невысокими значениями Cr/V отношения при значительных содержаниях литофильных редких элементов (на уровне щелочных базальтоидов). К последним они близки и по составу РЗЭ. Необходимо подчеркнуть тесную ассоциацию и петро- и геохимическую близость карбонатитовых лав и туфов с наименее дифференцированными щелочными базальтоидами — мелилититами и щелочными пикритовыми порфиритами, о чем свидетельствуют и наличие переходных силикатно-карбонатных пород, и повышенные количества силикатной фазы в карбонатитах. Как следует из табл. 10, состав силикатной части карбонатит-пикритов и флогопит-кальцитовых карбонатитов практически соответствует составу щелочных базальтоидов этой серии. При этом в вулканических карбонатитах отме-

чается близкий к ним уровень концентрации титана и редких элементов и сохраняется их "базальтоидная" специфика, выражающаяся в относительно невысоких концентрациях Ni, Co, Cr и значениях Cr/N, Cr/Ti, La/Yb отношений. Особенностью вулканических карбонатитов контозерской серии являются очень высокие (более 1%) содержания стронция при невысоких по сравнению с известными карбонатитовыми комплексами других регионов отношениях Sr/Ba $\approx$ 3. Относительно повышенные содержания стронция, а также фосфора характерны для всех вулканических пород контозерской серии, что подтверждает их генетическую общность.

Щелочные базальтоиды покрово-киреевской серии (I тип)

Щелочные базальтоиды покрово-киреевской серии располагаются в восточном окончании субширотной зоны разломов, протягивающихся вдоль границы Приазовского кристаллического массива и юго-западной части Донбасса и входящих в систему Днепровско-Донецкого палеорифта¹. Вдоль этой зоны развиты вулканические породы волновухской щелочно-базальтовой серии с широким спектром дифференциатов — от пикрит-базальтов и мелабазальтов в низах разреза до трахиандезитов и трахилипаритов в его верхних частях. Покрово-киреевская серия щелочных базальтоидов локализована в пределах небольшой горст-грабеновой структуры в районе пересечения субширотной зоны разломов с региональной субмеридиональной Кальмиусско-Еланчикской тектонической зоной. Щелочные базальтоиды пространственно обособлены от щелочных базальтов волновухской серии, но по абсолютному возрасту они близки (З.М. Ляшкевич, А.И. Марушкин, 1982 г.). Покрово-киреевская горст-грабеновая структура, где развиты щелочные базальтоиды, имеет сложное, мозаичное строение. К ней приурочен разнообразный магматизм, в том числе в интрузивной фации (пироксениты, щелочные габброиды, нефелиновые сиениты и др.). Вулканические и субвулканические образования сосредоточены в опущенных блоках и представлены фациями лав, лавобрекчий разнообразных туфов, а также эруптивными брекчиями и жильными телами. По составу преобладают меланократовые разности — авгититы, стекловатые мелафиры и трахибазальты, которые сосредоточены в низах вулканической толщи. Меньшим развитием пользуются более лейкократовые породы — лейцититы (эпилейцититы), лейцитифиры и ортофиры (калиевые трахиты). Они входят в состав вулканической толщи, а также эпизодически образуют дайки и тела эруптивных брекчий, прорывающие базальтоидную толщу. Формирование даек и трубообразных тел эруптивных брекчий, имеющих трахит-фонолитовый состав, сопровождалось процессами высокотемпературной калишпатизации и карбонатизации. Для эруптивных брекчий характерна редкометальная минерализация (Nb, TR и др.), что позволяет сопоставлять их (И.К. Пятенко, В.С. Гладких, 1975 г.) с аналогичными силикатно-карбонатными эруптивными брекчиями, имеющимися во многих карбонатитовых провинциях в верхних горизонтах карбонатитовых комплексов. Собственно карбонатиты не известны, но в составе вулканической толщи

¹ В работе использованы опубликованные данные Н.В. Бутурлинова, В.И. Лебединского, В.И. Гоньшаковой и др.

Таблица 12

Химические составы главных типов пород покрово-киреевской серии*

Компонент	Волновух- ская серия, базальт	Покрово-киреевская серия				Авгитит (2) — (20% <i>Cr</i> x +10% <i>O</i> l +5% <i>Timgt</i>)
		авгититы	трахиба- зальты	лейцититы	трахиты	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45,60	41,90	46,54	44,90	57,24	45,76
TiO ₂	5,09	6,07	4,42	6,41	1,47	5,45
Al ₂ O ₃	11,94	8,64	12,54	15,24	18,60	11,96
Fe ₂ O ₃	8,39	8,65	6,25	8,01	1,47	7,57
FeO	7,08	7,33	6,92	7,83	5,15	4,34
MnO	0,19	0,17	0,38	0,10	0,05	0,20
MgO	7,64	9,59	4,51	3,51	1,15	4,42
CaO	9,73	11,97	8,96	5,75	0,79	11,74
Na ₂ O	2,45	2,92	2,57	4,24	1,20	4,35
K ₂ O	1,89	2,76	6,25	2,48	12,56	4,17
P ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	0,66	1,34	0,32	—
A _c	0,63	0,51	0,60	0,66	0,83	0,56
Mg/(Mg + Fe)	66	70	54	44	28	41
Ti/ΣFe	31	36	32	38	20	43
Cl	28	30	17	13	5	18
Nb	85	112	152	260	172	—
TR	400	450	550	400	620	—
Zr	415	500	790	1400	680	—
Li	40	33	37	70	22	—
Rb	38	90	100	180	230	—
Sr	314	1100	910	Не опр.	Не опр.	—
Ba	435	1900	1250	То же	4000	—
Cr	270	200	108	40	40	—
Ni	106	103	80	Не опр.	20	—
Co	50	47	37	То же	Не опр.	—
Cr/V	0,8	0,94	0,5	0,2	0,3	—
Ni/Co	2,0	2,2	2,1	—	—	—

* С учетом данных В.И. Гоньшаковой и др. (1973).

обнаружены прослои карбонатитовых туфов (В.А. Стадник, В.К. Осадчий, 1978 г.).

Петрохимические особенности авгититов — наиболее ранних и преобладающих образований покрово-киреевской серии (табл. 12) — свидетельствуют, что они являются и наименее дифференцированными, характеризуются наиболее высокими для серии значениями индекса кристаллизации и Mg/(Mg + Fe) отношения. Все другие породы серии, в том числе лейцититы, оказываются породами значительно более дифференцированными и лейкократовыми. Характер изменения химизма последовательно формирующихся пород, слагающих покрово-киреевскую серию, позволяет рассматривать их как ряд дифференциатов. Действительно, отделяя от состава

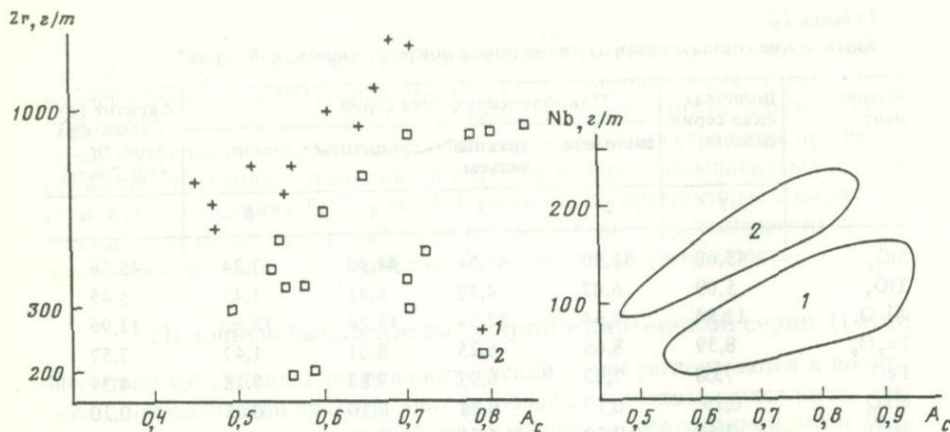


Рис. 20. График зависимости содержаний циркония от коэффициента общей кислотности A_c в породах серий

1 — покрово-киреевская; 2 — волновахская

Рис. 21. Распределение содержаний Nb в породах волновахской (поле 1) и покрово-киреевской (поле 2) серий

авгитита (табл. 12) клинопироксен, оливин и титаномagnetит, можно получить составы, близкие к реальному трахибазальту и лейцититу покрово-киреевской серии (там же, колонки 6 и 3, 4). Появление плагиоклаз- и лейцитосодержащих пород в данном случае обусловлено вариациями количества фракционируемых минералов, в частности титаномagnetита.

Спецификой всех этих пород является калиевый состав щелочей, который сохраняется во всех разностях и наиболее резко проявлен в лейкократовых породах — трахитах. Эта тенденция продолжается и на постмагматическом этапе, определяя существенно калиевую щелочность трахит-карбонатных брекчий и метасоматитов (ортоклазитов). Рассматриваемый ряд пород четко отличается от сопряженной с ним волновахской щелочно-базальтовой серии более высокой щелочностью, образуя на графике кремнезема—щелочи (см. рис. 17) самостоятельное поле (I). Увеличение щелочности и кремнекислотности в ряду от авгититов к трахитам сопровождается интенсивным нарастанием концентраций литофильных редких элементов — Nb, Zr, TR, Rb, Sr, Ba. Уровень их концентрации в породах покрово-киреевской серии значительно выше, чем в волновахской щелочной базальтовой серии и на графиках редкие элементы — A_c они образуют самостоятельные поля (см. рис. 20, 21). Особенно высокие содержания характерны для Sr и Ba, причем в соответствии с калиевой спецификой пород покрово-киреевской серии Ba в них преобладает над Sr. Общими для щелочно-базальтовой и щелочно-базальтоидной серий этого района геохимическими особенностями, подтверждающими генетическое родство этих серий, являются высокие значения Nb/Ta отношения (~ 20), существенно цериевый состав РЗЭ, повышенные против кларка содержания такого неспецифичного для основных магм элемента, как бериллий. Все указанные особенности сохраняются в трахит-карбонатных брекчиях и высокотемпературных К-Са метасоматитах с редкометальной минерализацией.

Щелочные базальтоиды дворецкой серии (II тип)

Дворецкая вулканическая серия была выделена и подробно исследована Н.А. Румянцевой [29]. Вулканические образования этой серии расположены в пределах миогеосинклинальной зоны Среднего Урала и приурочены к области сочленения двух структурных единиц этой зоны — Центрально-Уральского срединного поднятия и примыкающей к нему с запада зоны линейной складчатости. Вулканы протягиваются на расстояние около 100 км в виде узкой субмеридиональной полосы и связаны с глубинными тектоническими нарушениями.

Щелочные базальтоиды этой серии в отличие от других не содержат фельдшпатоиды и представлены только авгититами. Авгититы в фации

Таблица 13

Средние составы пород вулканических серий западного склона Среднего Урала

Компоненты	Дворецкая			
	авгитит (8)	базальт (5)	авгитит — — (20% Cpx + 5% $Timgt$)	базальт
SiO_2	43,54	46,20	47,70	49,49
TiO_2	4,68	4,00	4,09	3,01
Al_2O_3	12,99	13,58	16,10	13,83
Fe_2O_3	9,17	7,63	8,88	4,48
FeO	6,57	6,55	5,40	7,29
MgO	7,98	7,11	7,14	7,09
CaO	10,44	9,13	7,80	9,83
Na_2O	2,38	3,09	2,97	3,82
K_2O	1,35	1,78	1,70	0,75
P_2O_5	0,71	0,73	—	0,41
A_c	0,60	0,63	—	0,68
$Ti/\Sigma Fe$	30	27	27	24
$Mg/(Mg + Fe)$	68	66	70	63
Na_2O/K_2O	1,8	1,7	1,7	5
Li	32	41	—	99
Rb	23	25	—	26
Sr	495	663	—	380
Ba	546	570	—	166
Nb	70	80	—	45
Zr	540	482	—	244
TR	480	462	—	330
Cr	170	150	—	490
V	277	255	—	255
Ni	52	48	—	210
Co	33	31	—	Не опр.
La/Yb	34	—	—	45

1 — обогащенные матричным материалом участки в вариолитах; 2—3 — по [29],
4 — состав вычисленной исходной магмы.

Таблица 13 (окончание)

Компо- ненты	Шпалорезовская					4
	трахианде- зитобазальт	лимбургит	1	вариолит		
				матрица 2	вариолит 3	
SiO ₂	55,32	40,24	43,75	39,30	52,64	47,85
TiO ₂	1,37	4,17	2,10	2,97	2,46	2,50
Al ₂ O ₃	15,79	11,97	15,22	12,59	14,67	14,05
Fe ₂ O ₃	5,84	12,33	4,50	6,95	3,11	9,14
FeO	4,14	4,37	10,88	13,51	6,20	4,39
MgO	6,40	13,82	18,65	11,05	5,55	10,47
CaO	3,40	8,94	4,05	12,98	11,00	6,40
Na ₂ O	7,35	0,63	0,67	0,50	3,89	3,60
K ₂ O	0,25	2,58	0,23	0,15	0,39	1,17
P ₂ O ₅	0,14	0,95	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,43
A _c	0,77	0,52	—	—	—	0,60
Ti/ΣFe	—	—	—	—	—	—
Mg/Mg + Fe	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O/K ₂ O	29	0,25	3	3	10	3
Li	20	70	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—
Rb	Не опр.	65	То же	То же	То же	—
Sr	90	250	"	"	"	—
Ba	60	628	"	"	"	—
Nb	21	84	"	"	"	—
Zr	60	212	"	"	"	—
TR	100	380	"	"	"	—
Cr	195	290	"	"	"	—
V	315	180	"	"	"	—
Ni	102	278	"	"	"	—
Co	Не опр.	Не опр.	"	"	"	—
La/Yb	29	106	—	—	—	—

лав, лавобрекчий и туфов появляются в самых низах вулканической толщи как самостоятельная ранняя фаза. Между ними и следующей, главной, фазой, представленной авгитовыми мелабазальтами и их дифференциатами (трахибазальты, трахиандезитобазальты, трахиандезиты), фиксируются перерыв и отложение туффитов и алевролитов.

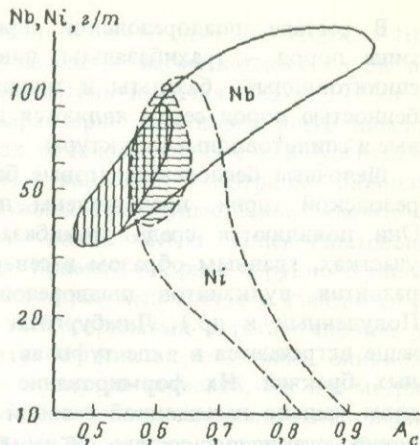
Петрографически авгиты дворцовой серии сходны с авгитами ранее рассмотренных серий и характеризуются вкрашенниками титанистого авгита, близкого по составу к авгитам из базальтов, в плотном стекловатом базисе. Отличие этого типа авгитов проявляется в более низкой щелочности и высокой кремнекислотности. На графиках соотношения этих параметров авгиты рассматриваемого типа оказываются в основании щелочно-базальтового тренда и смыкаются с меланократовыми авгитовыми базальтами главной фазы дворцовой серии (см. рис. 17, 18). Близость авгитов к последующим меланократовым авгитовым базальтам

Рис. 22. Распределение Nb и Ni в породах дворцовой щелочно-базальтовой серии

Заштрихованы поля щелочных базальтоидов (авгититов)

дворцовой серии можно проследить по всем породообразующим окислам и петрохимическим параметрам (табл. 13). Закономерное изменение этих компонентов от авгититов к авгитовым базальтам (увеличение SiO_2 , глинозема, щелочей, уменьшение феррических окислов и др.) позволяет предполагать, что авгититы представляют собой несколько более ранние и менее дифференцированные продукты одного и того же исходного расплава. Это подтверждается результатами отделения клинопироксена из состава авгититов (табл. 13, колонка 3). Близость авгититов и авгитовых базальтов дворцовой серии проявляется и в сходных, почти идентичных, содержаниях редких элементов, более низких, чем в авгититах I типа (контозерская и покрово-киреевская серии). Закономерное изменение содержаний как литофильных (Nb, Zr, TR), так и сидерофильных (Sr, Ni) элементов в зависимости от показателя общей кислотности (A_c) позволяет рассматривать авгититы в едином ряду с дифференциатами щелочной базальтовой магмы дворцовой серии (рис. 22). Это в данном случае подтверждается и характером распределения РЗЭ в авгититах и авгитовых базальтах серии. Составы цериевой группы РЗЭ в этих породах близки ($\text{Ce/La} \approx 2$, $\text{La/Nd} = 0,9$). Августиты оказываются богаче тяжелыми лантаноидами ($\text{La/Yb} = 34$), чем более дифференцированные авгитовые базальты ($\text{La/Yb} = 57$).

Авгититы этого типа, таким образом, представляют собой раннюю, наименее дифференцированную порцию щелочной базальтовой магмы.



Щелочные базальтоиды III типа

К этому типу отнесены также щелочные базальтоиды Русской шатформы, которые геологически тесно связаны и перемежаются в разрезе с базальтовыми породами. Соотношения между ними могут быть различными. Так, в составе припятской серии щелочные базальтоиды (нефелиниты и пр.) преобладают над базальтами. В составе шпалорезовской серии Среднего Урала, наоборот, щелочные типы пород появляются спорадически. Во всех случаях тесная ассоциация щелочных базальтоидов с базальтами обуславливает необходимость рассматривать их в совокупности.

Шпалорезовская серия. На западном склоне Среднего Урала эта серия по геолого-тектоническому положению близка к рассмотренной дворцовой серии и ранее объединялась с ней в одну формацию [29], но в дальнейшем была выделена как самостоятельная (Магматические формации СССР, 1979 г.).

В составе шпалорезовской серии представлены только базальтовые типы пород — трахибазальты, пикрит-базальты и более лейкократовые спилитовидные базальты и трахиандезитобазальты. Отличительной особенностью пород серии являются довольно распространенные вариолитовые и спилитовидные структуры.

Щелочные бесполевошпатовые базальтоиды, входящие в состав шпалорезовской серии, представлены породами, близкими к лимбургитам. Они появляются среди трахибазальтов на тектонически усложненных участках, главным образом в северной части субмеридиональной полосы развития вулканитов шпалорезовской серии (участки Благодатский, Полуденный и др.). Лимбургиты редко образуют лавовые покровы и чаще встречаются в виде туфолов, витрокластических туфов и эксплозивных брекчий. Их формирование связано с интенсивным извержением лавы, сильно насыщенной газовой составляющей, вероятно, преимущественно углекислого состава. Об этом свидетельствуют карбонатное выполнение пор и кальцитовый состав цемента в пирокластических туфах лимбургитов, а также постоянная ассоциация лимбургитов с туфокарбонатными породами. Лимбургиты перемежаются в разрезе с трахибазальтами, обломки последних содержатся в лимбургитовых туфах и брекчиях.

По химизму лимбургиты близки к среднему лимбургиту (по Р. Дэли), но отличаются низким содержанием кремнезема и щелочей, в их нормативном составе отсутствуют фельдшпатоиды. Формально, по низкой кремнекислотности, они могут быть отнесены к группе ультраосновных пород, к семейству щелочных пикритовых порфиритов. Однако из-за низкого содержания магния, хрома, никеля, кобальта и высокого — алюминия, титана и железа они не находят места ни в одном из видов этого семейства (Классификация и номенклатура магматических горных пород, 1981 г.). Такая нестандартность состава описываемых пород, занимающих неопределенное положение между лимбургитами и субщелочными пикритами, становится еще более отчетливой, если принять во внимание существенно калиевый состав щелочей в этих породах, где Na/K отношение обычно не превышает 0,25. При этом необходимо иметь в виду, что лимбургиты чаще всего плохо раскристаллизованы и не обнаруживают следов каких-либо наложенных процессов. В более раскристаллизованных разностях наличие мелких вкрапленников биотита может служить подтверждением первичной природы их калиевой щелочности.

Следует подчеркнуть, что породы трахибазальтовой группы, ассоциирующиеся в разрезе с лимбургитами, также обнаруживают не совсем обычные петрологические особенности. В первую очередь это касается их минералогического состава и структуры. В трахибазальтах широко развиты спилитовидные структуры, образованные лейстами альбита, промежутки между которыми заполнены хлоритом или рудным веществом. При этом даже в самых лейкократовых разностях сохраняется ассоциация альбита с вкрапленниками оливина, правда, полностью замещенного. Это определяет необычность химического состава трахибазальтов и трахиандезитобазальтов, которые при сравнительно высоких содержаниях кремния, алюминия и щелочей (преимущественно натрия) обогащены магнием (более 6% MgO) и обеднены кальцием (около 3% CaO). Отношение натрия

к калию в этих породах резко увеличено, и по его значению ($\text{Na/K} > 10$) породы оказываются вне поля "нормальных" магматических пород на диаграммах, отражающих соотношение натрия и калия (Харг, 1972 г.). Вариолитовые структуры, которые характерны для пород всего шпалорезовского комплекса [29], в породах, ассоциирующих с лимбургитами, отличаются наибольшей контрастностью вариолей и матрицы. Вариоли имеют лейкократовый состав и сложены преимущественно альбитом, иногда плохо дифференцированным волокнистым полевошпатовым агрегатом и содержат лишь небольшую примесь хлорита и рудного минерала. Матрица имеет существенно меланократовый состав и стекловатую структуру или представляет собой тонкозернистый агрегат хлорита с примесью рудного лейкоксена, апатита. Мелкие вкрапленники оливина, биотита и плагиоклаза располагаются как внутри вариолей, так и в матрице, что свидетельствует о более раннем образовании этих минералов. Вариоли в породах распределяются неравномерно, могут сливаться и обособляться в виде полос, оттесняя меланократовый базис (табл. I, а-в)*. Такие участки и зоны мощностью до 1 м, сложенные существенно хлоритовым базисом, известны в породах Благодарского участка, в северной части развития шпалорезовской серии, где наиболее развиты лимбургитовые породы. Эти зоны, обогащенные матричным материалом, связаны постепенными переходами с трахибазальтами, которые в контакте становятся существенно более лейкократовыми, отвечая натриевому трахиандезитобазальту со спилитовидной структурой. Обогащенные матрицей участки по содержанию магния и кремнезема отвечают ультраосновным типам пород, но аномально богаты титаном, алюминием, железом. По всем особенностям можно отметить сходство этих пород с лимбургитами шпалорезовской серии. Распределение петрохимических компонентов в паре лимбургит-трахиандезитобазальт соответствует распределению в парах матрица-вариоль из вариолитов шпалорезовской серии (см. табл. 13) и других регионов Карелии (Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, 1935 г.), Канады (С. Брукс 1977 г.). Во всех случаях значения Na/K отношения в матрице снижаются по сравнению с исходной породой за счет накопления калия.

Как известно, вариолитовые структуры издавна привлекают внимание исследователей как в природных объектах, так и в экспериментальных силикатных системах. Происхождение их в базитах в большинстве случаев связывается с явлениями ликвации расплава. Сами вариолитовые структуры рассматривают как один из признаков этого явления — первичный признак проявления несмесимости [27]. Согласно этим представлениям присутствие таких структур, сохраняющихся только в быстроохлажденных стекловатых лавах, отражает более широко проявленные глубинные процессы расслоения, являющегося вероятным вариантом дифференциации магматического расплава в жидком состоянии и одной из причин многообразия магм. Экспериментальные исследования показывают, что разделение базальтового расплава на два несмешивающихся происходит при P - T условиях, соответствующих глубинам около 15–17 км, т.е. возможно в промежуточных магматических камерах континентальной коры. Составы

*Табл. I. см. между стр. 97, 98.

полученных при моделировании несмешивающихся расплавов соответствуют составам матрицы и вариолей в природных вариолитах. Показано также, что наличие флюидной фазы способствует процессу ликвации и определяет распределение компонентов, в том числе редких примесей. При этом наиболее насыщенной флюидами оказывается меланократовая матрица.

Предполагая, что лимбургиты — меланократовый ликват, которому соответствует лейкократовая составляющая (трахиандезитобазальты), был вычислен примерный состав исходного для них расплава (из расчета, что лимбургиты составляют менее одной трети разреза). Этот состав оказался близким к среднему составу базальта шпалорезовской серии (см. табл. 13). Формулы пород, рассчитанные по методу Т. Барта для среднего базальта и предполагаемых ликватов, обнаруживают закономерное изменение большинства порообразующих компонентов и их комплементарность:

Трахиандезитобазальт — $K_3 Na_{1,3} Ca_{3,5} Mg_{9,0} Fe_{6,3} Al_{1,76} Ti_{1,0} Si_{5,21} P_1$,

Средний базальт — $K_3 Na_{7,2} Ca_{1,02} Mg_{1,02} Fe_{6,1} Al_{1,58} Ti_{2,1} Si_{4,81} P_1$,

Лимбургит — $K_3 Na_{1,0} Ca_{7,8} Mg_{1,62} Fe_{1,01} Al_{1,11} Ti_{2,5} Si_{3,16} P_6$.

Таким образом, в лимбургитах происходит накопление Ti, P, Mg, ΣFe , а в трахиандезитобазальтах — Si, Al и щелочей с резким преобладанием натрия над калием. Характерно, что по сравнению с базальтами оба ликвата оказываются обеднены кальцием. Возможно, что это связано с его выносом при взаимодействии расплава с углекислой флюидной фазой, влияние которой на меланократовые лимбургиты подтверждается указанными ранее особенностями их извержения (эксплозивные и туфовые фации с высокой ролью карбонатного вещества).

На графиках зависимости порообразующих окислов от общей кислотности A_c и графике (Na + K)—Si (см. рис. 17 и 18) точки составов лимбургитов и трахиандезитобазальтов ложатся закономерно на одной линии с точками базальтов шпалорезовской серии, что подтверждает их генетическое единство. В этом отношении вся серия в целом не отличается от обычных серий, развитие которых связывается с процессами кристаллизационной дифференциации. В этом ряду лимбургиты можно было бы рассматривать как кумулаты или ранние дифференциаты, а трахиандезитобазальты — более поздние дифференциаты базальтовой магмы. Этому предположению, однако, противоречат необычно высокая для кумулатов или ранних дифференциатов степень окисленности железа в лимбургитах и их обогащенность фосфором.

Значительно большие противоречия выявляются по характеру распределения редких элементов в изученных породах шпалорезовской серии. Как следует из табл. 13, распределение редких элементов в трахиандезитобазальтах и лимбургитах показывает их комплементарность в отношении базальтов шпалорезовской серии, занимающих по содержанию большинства редких элементов промежуточное положение. При этом наиболее высокие содержания Nb, ΣTR , Rb, Ba с коэффициентами концентрации более 1 отмечаются в лимбургитах, в то время как лейкократовые составляющие — трахиандезитобазальты — обеднены ими. Такое распределение прямо противоположно трендам накопления литофильных редких эле-

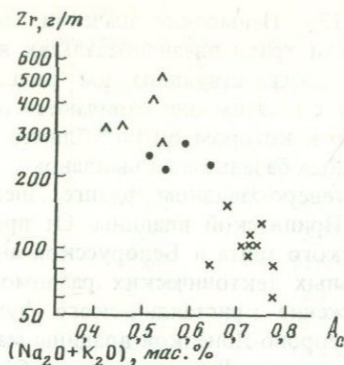
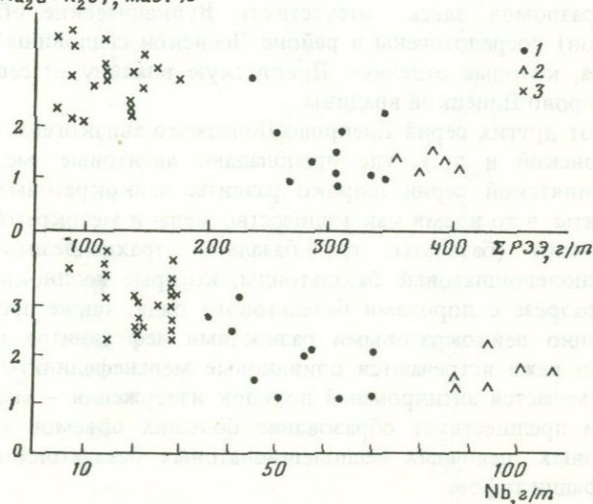


Рис. 23. Распределение Zr, Nb и PЗЭ в зависимости от коэффициента кислотности A_c и суммарной щелочности в породах шпалорезовской серии

1 — базальты; 2 — лимбургиты; 3 — спилитовидные лейкобазальты



ментов в обычных дифференциатах по мере роста их суммарной щелочности (рис. 23). Подобное, близкое к бимодальному, распределение редких элементов, титана и фосфора в изученной ассоциации лимбургиты—трахибазальты в большей степени соответствует экспериментальной модели, установленной для двух несмешивающихся жидкостей в системе $K_2O-Al_2O_3-FeO-SiO_2$, где расплав основного состава накапливает в различной мере P, Ti, Zr, Sr, Ba и др., в то время как кислый — только Cs [46].

Далее необходимо отметить, что невысокие и близкие к базальтам содержания в лимбургитах Cr, Ni и Co также не позволяют рассматривать последние как кумулаты. Эти данные, а также селективный цериевый состав в них группы PЗЭ и значения других индикаторных геохимических отношений (K/Rb , Cr/V , Ni/Co и др.), близких по уровню к базальтам (см. табл. 13), не подтверждают и возможного предположения о том, что лимбургиты представляют собой результат самостоятельной выплавки субщелочной пикритовой магмы. Генетическая общность и сопряженность лимбургитов и натриевых трахибазальтов с базальтами шпалорезовской серии подтверждаются закономерным изменением La/Yb отношения в

указанном ряду пород (см. табл. 13). Невысокие значения отношения Eu/Eu^* (около 0,5) в лимбургитах и трахиандезитобазальтах являются свидетельством сложной эволюции соответствующих им расплавов на ранних этапах (Ю.А. Балашов, 1976 г.). Этим они отличаются от исходного базальта шпалорезовской серии, в котором Eu/Eu^* близко к 1, что характерно для первичных неизмененных базальтовых выплавов.

*Припятская серия*¹. Развита на северо-западном фланге Днепровско-Донецкого авлакогена, в пределах Припятской впадины. От примыкающих к ней с юга и севера Украинского щита и Белорусской антеклизы впадина отделена зонами региональных тектонических разломов, вдоль которых отмечается крутое погружение кристаллического фундамента на глубину до 5 км. В отличие от Днепровско-Донецкой впадины магматизм вдоль этих разломов здесь отсутствует. Вулканические образования (верхний девон) сосредоточены в районе Лоевской седловины и Брагинского выступа, которые отделяют Припятскую впадину от северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины.

В отличие от других серий Днепровско-Донецкого авлакогена (волноватской, черниговской и др.), где преобладают авгитовые мелабазальты, в составе припятской серии широко развиты лейкократовые разности пород — трахиты, в то время как количество мела- и мезократовых пород резко ограничено (базальты, трахибазальты, трахиандезитобазальты). Щелочные бесполевошпатовые базальтоиды, которые неоднократно перемежаются в разрезе с породами базальтового ряда, также представлены преимущественно лейкократовыми разностями нефелинитов и лейцититов, и гораздо реже встречаются оливиновые меланефелиниты. В целом по разрезу отмечается антидромный порядок извержения — меланократовым породам предшествует образование больших объемов трахитовых и лейкократовых щелочных бесполевошпатовых базальтоидов, преимущественно в фации туфов.

По соотношению кремнезема и щелочей бесполевошпатовые базальтоиды припятской серии располагаются в поле тефритовых типов пород, мезо- и лейкократовых, с цветным индексом менее 55 (см. рис. 17). В том же поле, полностью совпадая по указанным петрохимическим параметрам, располагаются и породы базальтового ряда припятской серии. Причем оказывается, что меланократовые типы с цветным индексом 55–70 в составе серии отсутствуют. Ультраосновные разности (пикрит-анкаратриты и пикриты), таким образом, не связаны со всем рядом переходными разновидностями. Их, вероятно, можно рассматривать как кумулятивную фацию, которая извергается на заключительных этапах вулканизма из нижних, "придонных" частей магматического резервуара. Во всяком случае, эти породы не являются исходными для серии. Попытка получить из них путем фракционирования минералов ранней фазы (оливина, пироксена и магнетита) последующие члены серии не приводит к результатам, так как разрыв в кремнекислотности слишком велик (табл. 14, колонка 8). В этом отношении оливиновые меланефелиниты, которые, вероятно, также связаны с аккумуляцией оливина, ближе стоят к нефелинитам: выделение из состава меланефелинита оливина приводит к составу, отве-

¹ Рассматривается по материалам [19].

Таблица 14 (окончание)

Средние химические составы главных типов пород Припятской впадины, по [19]

Компонент	Анкартит-пикриты	Меланефелиниты	Нефелинит	Лейцитит
	1	2	3	4
SiO ₂	41,02	46,82	47,03	51,67
TiO ₂	2,82	3,78	2,58	1,72
Al ₂ O ₃	5,68	11,68	14,78	17,17
Fe ₂ O ₃	6,87	8,17	3,47	9,83
FeO	8,73	5,73	4,41	2,56
MgO	19,37	13,40	7,92	2,89
CaO	11,89	3,59	4,65	2,97
Na ₂ O	2,05	3,02	5,07	7,43
K ₂ O	0,77	2,85	3,68	3,64
P ₂ O ₅	0,55	0,76	0,59	0,23
Cl	52	40	27	11
A _c	0,45	0,62	0,61	1,7
Ti/ΣFe	17	25	18	14
Nb	63	He опр.	150	120
Zr	100	"	370	875
Sr	700	"	2000	—
Ba	680	"	200	—
V	494	"	220	382
Cr	453	"	36	12
Ni	370	"	34	17
Co	68	"	26	12
K/Rb		"	250	173
La/Yb	19	"	50	
Sr/Ba	1,0	"	10,0	

чающему нефелиниту (табл. 14, колонка 7). Необходимо подчеркнуть, что щелочные бесполевошпатовые базальтоиды припятской серии по химизму близки к породам базальтового ряда. Это проявляется не только в их более высокой по сравнению с базальтоидами ранее рассмотренных типов кремнекислотности, но и по содержаниям большинства других породообразующих окислов. Средние составы нефелинита и трахибазальта (колонки 3 и 6, табл. 14) практически идентичны, за исключением более низкого содержания кальция в нефелинитах. Возможно, что это является результатом взаимодействия расплава с углекислой флюидной фазой и отражает возможные причины гетероморфизма близких по составу пород. Учитывая последовательность излияния лав от лейкократовых щелочных к основным и ультраосновным, перемежаемость в разрезе щелочных бесполевошпатовых базальтоидов (нефелинитов, лейцититов) с плагиоклазсодержащими типами (трахиты, трахиандезиты, трахибазальты и др.), можно согласиться с предположением, что все многообразие типов вулканических пород в этой серии связано с преобразованием единого расплава

Таблица 14 (окончание)

Компонент	Трахит	Трахиба- зальт	(2) - 10% ОI	(1) - (20% P _x + + 10% ОI + 10% иI)	(6) - (20% P _x + + 5% ОI + 5% иI)
	5	6	7	8	9
SiO ₂	57,63	47,41	47,62	42,92	50,06
TiO ₂	1,82	3,16	4,19	1,53	1,36
Al ₂ O ₃	17,51	12,59	12,98	8,59	17,00
Fe ₂ O ₃	3,87	3,07	9,88	5,81	4,66
FeO	1,32	3,23	5,37	7,89	7,03
MgO	2,01	8,62	9,22	15,21	2,64
CaO	2,92	8,34	3,98	13,61	7,55
Na ₂ O	6,26	3,26	3,35	2,85	4,22
K ₂ O	6,45	3,67	3,37	1,21	5,08
P ₂ O ₅	He опр.	0,50	0,84		
Cl	10	31	30	46	11
A _c	He опр.	0,59			
Ti/ΣFe	26	24			
Nb	210	160			
Zr	615	530			
Sr	3000	2100			
Ba	2600	1100			
V	250	210			
Cr	13	85			
Ni	7	47			
Co	15	23			
K/Rb		455			
La/Yb		129			
Sr/Ba	1,2	1,9			

в условиях промежуточного очага [19]. Исходная магма, вероятно, была близка к составу среднего базальта этой провинции (В.С. Гладких, 1972 г.).

Имеющиеся немногочисленные данные по редким элементам в породах припятской серии не позволяют выявить полную картину их распределения и связь с петрохимическим составом пород. Средние содержания редких элементов в главных типах пород (см. табл. 14) не противоречат высказанным предположениям об их генезисе. Базальты и нефелиниты близки по уровню содержаний Nb, Zr, Sr, V, Co и отличаются Sr/Ba и Sr/Ca отношениями, свидетельствующими об относительном накоплении стронция в нефелинитах. Максимально высокие концентрации Ni, Co, Cr, V отмечаются в анкаратрит-пикритах. Отношение Ni/Co = 2 в базальтах отвечает значению этого отношения в недифференцированных расплавах, в то время как в нефелинитах это значение несколько ниже.

Обсуждая приведенные материалы, можно сделать вывод, что щелочные бесполовошпатные базальтоиды Русской платформы имеют разный генезис, но так или иначе связаны с щелочным базальтовым вулканизмом.

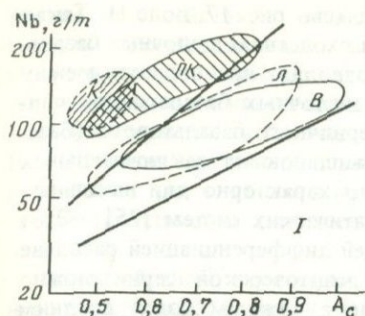
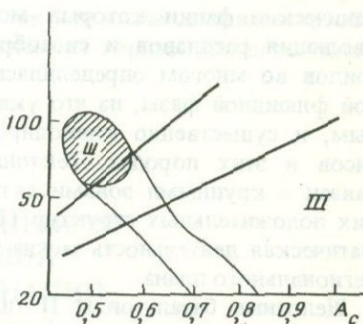
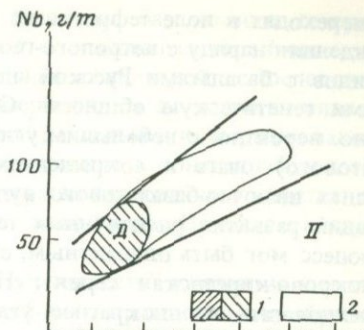


Рис. 24. Принципиальная схема распределения литофильных редких элементов (на примере Nb) в различных типах (I–III) щелочных беспелевошпатовых базальтоидов и сопряженных с ними щелочно-базальтовых сериях Русской платформы

1 — поля щелочных базальтоидов; 2 — поля щелочных базальтовых серий; Л — ловозерская, К — контозерская, В — волновакская, ПК — покрово-киреевская, Д — дводецкая, Ш — шпалорезовская; жирными линиями выделены поля континентальных щелочно-базальтовых серий; A_c — коэффициент общей кислотности по Л.С. Бородину (1981 г.)



Щелочные беспелевошпатовые базальтоиды, с которыми связаны редкометальные карбонатитовые проявления (I тип), имеют ряд четких петрологических и геохимических признаков, позволяющих отличить их от базальтоидов других типов, бесперспективных с точки зрения редкометальности. Главными признаками карбонатитоносного типа щелочных беспелевошпатовых базальтоидов являются высокий уровень концентрации литофильных редких элементов, и в особенности стронция, и низкая кремнекислотность пород повышенной щелочности (рис. 24 и 17). По этим параметрам рассматриваемый тип щелочных беспелевошпатовых базальтоидов, представленный в регионе Русской платформы преимущественно авгититами, полностью сходен с меланефелинитами и другими меланократовыми фойидными породами щелочных серий Восточно-Африканской рифтовой зоны (В.И. Герасимовский, А.И. Поляков, 1974 г.). Сравнительно более высокие содержания в базальтоидах Русской платформы титана и циркония, что характерно и для авгитовых базальтов этого региона, вероятно, представляют провинциальную их особенность. Более существенным представляется различие в эволюции серий сравниваемых регионов. В то время как меланократовые низкокремнистые разности щелочных беспелевошпатовых базальтоидов контозерской и покрово-киреевской серий по кремнекислотности–щелочности попадают в область составов высокощелочных фойидных (щелочно-ультраосновных) серий Восточно-Африканского рифта, их дифференциаты сравнительно интенсивно обогащаются кремнеземом

и переходят в поле тефритовых типов пород (см. рис. 17, поле I). Такая тенденция наряду с петролого-геохимическим сходством щелочных базальтоидов с базальтами Русской платформы позволяет предполагать между ними генетическую общность. Образование щелочных базальтоидов связано, вероятно, с небольшим углублением первичного базальтового (базанитового) очага и сокращением объема выплавок на заключительных этапах щелочно-базальтового вулканизма, что характерно для начальных стадий развития рифтогенных тектоно-магматических систем [25]. Этот процесс мог быть одноактным, с последующей дифференциацией расплава (покрово-киреевская серия). На примере контозерской серии можно предполагать неоднократное углубление, где с каждым более поздним импульсом появляются все более щелочные и меланократовые расплавы. О ювенильном характере этого типа щелочных базальтоидов свидетельствует их генетическая связь с редкометальными карбонатами, субвулканические фации которых могут представлять практический интерес. Эволюция расплавов и своеобразие рассматриваемых щелочных базальтоидов во многом определилась, вероятно, значительной ролью углекислой флюидной фазы, на что указывает, согласно экспериментальным данным, и существенно клинопироксеновый состав минеральных парагенезисов в этих породах. Тектонически этот тип щелочных базальтоидов связан с крупными зонами активизации и рифтогенеза в пределах древних положительных структур (Балтийский и Украинский щиты), где магматическая деятельность могла контролироваться глубинными разломами регионального плана.

Щелочные базальтоиды II типа по химизму и распределению редких элементов полностью подчинены щелочно-базальтовой серии (рис. 24, II) и представляют собой раннюю, менее дифференцированную фазу щелочного базальтового вулканизма. Возможно, что их наиболее меланократовые разности ("оливиновые авгититы" по Н.А. Румянцевой, 1967 г.) наиболее близки к родоначальной для базальтовой серии магме.

Последний тип щелочных базальтоидов является результатом различного преобразования щелочной базальтовой магмы в промежуточной магматической камере, вероятно, под воздействием щелочно-углекислой флюидной фазы. В случае шпалорезовской серии это преобразование происходило в тектонически ослабленных узлах, где вероятно активная дегазация, стимулировавшая процесс ликвации [28]. Меланократовые щелочные базальтоиды, образовавшиеся в результате отделения лейкократовой, существенно полевошпатовой фазы, по петрохимическим параметрам не отличимы от ранних дифференциатов щелочно-базальтового ряда (см. рис. 17). Однако геохимические особенности (повышенные содержания литофильных редких элементов, селективный цериевый состав R_{33} , с четким европиевым минимумом и т.д.) выделяют их из этого ряда. Аномальный характер распределения литофильных редких элементов, не согласующийся с обычным трендом накопления в дифференцированных сериях (рис. 24, III), может явиться определенным критерием при трактовке генезиса как меланократовых щелочных базальтоидов, так и спилитовидных, близких к лейкобазальтам и трахиандезитам пород, которые известны во многих, в том числе спилитовых, формациях. Припятская серия также является примером преобразования щелочно-базальтовой

магмы под действием флюидной фазы. Щелочные базальтоиды гетероморфны трахибазальтам и трахиандезитам и не отличаются геохимически. Преобразование сопровождается полной дифференциацией и последовательным опорожнением магматической камеры вплоть до донных меланократовых кумулатов в конце вулканической деятельности. Формирование II и III типов щелочных базальтоидов происходило в зонах длительного прогибания при глубоко погруженном и фрагментированном кристаллическом фундаменте (миogeосинклинальная зона Урала, Припятская впадина).

Таким образом, отмеченная выше "двуступенчатость" в развитии щелочного базальтового вулканизма Русской платформы проявилась и в образовании щелочных бесполовошпатовых базальтоидов разных уровней глубинности. Наиболее глубинными являются щелочные бесполовошпатовые базальтоиды с карбонатитами, появление которых можно связать с прямыми мантийными выплавками. Другие типы так или иначе связаны с преобразованием базальтовой магмы на более высоких горизонтах, возможно, уже в пределах коры.

Глава 3

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ И ПРИБАЙКАЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИЙ

ГЕОЛОГОСТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Маймеч-Котуйская магматическая провинция расположена на северо-западе Анабарского щита, в зоне его перехода к Тунгусской синеклизе и Хатангской впадине. Архейский кристаллический фундамент в ней перекрыт осадочными отложениями верхнего протерозоя — палеозоя и мощной, но локально развитой только по север-северо-западной периферии провинции толщей пермо-триасовых лав. В пределах провинции отмечается равномерное погружение фундамента от Анабарского щита на запад-северо-запад под углами $3-4^\circ$, в субмеридиональной полосе Маймеч-Котуйского водораздела фундамент резко погружается с глубины 6 км на глубину до 7–8 км. Эта структурная ступень отвечает осевой зоне Таймыро-Байкальского линейamenta и разделяет Анабарский и Тунгусский мегаблоки Сибирской платформы. Магматические образования провинции относятся к двум тектоно-магматическим циклам: позднепротерозойскому — силлы и дайки долеритов (абсолютный возраст по калий-аргоновому методу 900–1200 млн. лет) и пермо-триасовому. Вулканические породы последнего образуют полосу северо-восточного направления и сопровождаются большим числом многофазных интрузий ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов (абсолютный возраст по калий-

аргоновому методу, согласно Ю.А. Багдасарову и др. (1983 г.), 220–276 млн. лет).

Вулканическая толща провинции имеет мощность около 3300 м и сложена чередованием потоков лав с подчиненными пирокластическими образованиями. В зависимости от петрографического состава лав в ней выделяются свиты (снизу вверх): арьджагская — бесполовошпатовых щелочных базальтоидов — нефелинитов (в том числе оливиновых и мелилитовых), мелилититов (в том числе оливиновых и нефелиновых), мощность около 300 м; коготокская — базальтов, трахиандезитобазальтов, трахиандезитов, трахитов, авгититов, мощность около 1100 м; дельканская — щелочных оливиновых базальтов, базанитов, тефритов, авгититов, лимбургитов, нефелинитов, пикритовых порфиритов, трахиандезитобазальтов, трахиандезитов, трахитов и трахилипаритов, мощность около 1300 м. Сколько-нибудь значительных перерывов в формировании свит не установлено. Однако есть основания предполагать, что образованию наиболее молодых вулканических пород — меймечитов — предшествовало внедрение дунит-перидотитов Гулинского массива. Номенклатура преимущественно оливиновых базальтов, на долю которых приходится около 40% разреза толщи, до последнего времени была в значительной мере неопределенной. Ограниченные данные по их химизму показывали, что базальтам, развитым на р. Маймеча свойственны низкие содержания кремнезема (SiO_2 — около 45%) и щелочей (сумма Na_2O и K_2O — около 2%, K_2O — до 0,24%). Средний состав базальтов р. Котуя, которые, согласно К.М. Шихориной (1970 г.), синхронны по времени образования маймечинским, содержит около 49% SiO_2 и 3% щелочей, в том числе 0,6% K_2O . Проведенное позднее, более детальное изучение их химизма показало присутствие в составе коготокской свиты как низко-, так и умеренно-щелочных базальтов и позволило в соответствии с положением их на диаграмме кремнезем–щелочи отнести первые (низкощелочные) к толеитовому, а вторые (умеренно-щелочные) к переходному типу.

Вулканическая ассоциация Прибайкалья, согласно Е.Е. Милановскому (1976 г.), в значительной мере сопряжена с Байкальской рифтовой зоной — эпиплатформенной структурой щелевого типа с широким размахом вертикальных движений и относительно слабым проявлением вулканизма. Кайнозойские вулканические породы Прибайкалья развиты на обширной территории и образуют три пространственно обособленные провинции: Саяно-Хамардабанскую (100 тыс. км²), Витимскую (7 тыс. км²) и Удоканскую (3 тыс. км²), являясь частью неовулканической области Монголии и Северного Китая. Судя по данным абсолютного возраста (по калий-аргоновому методу), по Г.П. Багдасаряну и др. (1981 г.), наиболее ранний вулканизм в Прибайкалье проявился в верхнем миоцене (Мондинская впадина, Удокан) и продолжался с перерывами до голоцена включительно. Отмечается пространственное разделение вулканических полей и рифтовых структур, за исключением Тункинской и смежных с ней впадин. Характерной чертой вулканизма Прибайкалья является трещинный тип излияния. Изучение химического и нормативного составов 225 образцов кайнозойских вулканических пород Тункинской впадины бассейна р. Джиды и Витимского плато позволило выделить среди пород кварцевые толеиты, толеиты, оливиновые толеиты, щелочные оливиновые ба-

зальты, базанитоиды и щелочные базанитоиды, а также трахиандезитобазальты и оливиновые нефелиниты¹ [11]. Статистическая обработка свыше 900 химических анализов кайнозойских вулканических пород Байкало-Монгольского региона показала, согласно А.Я. Салтыковскому и др. (1981 г.), что щелочные оливиновые базальты являются наиболее распространенным типом при подчиненном развитии базанитов, оливиновых базальтов, оливиновых и кварцевых толеитов. Следовательно, для региона в целом характерна чрезвычайно слабая дифференцированность толеитовых, щелочных оливин-базальтовых и базанитоидных магм, за исключением Удоканского поля, где в составе вулканической толщи разлиты мудижериты, бенмориты, трахиты [18].

Специфической чертой глубинного строения Прибайкалья является наличие аномальной мантии ("рифтовой подушки"), подошва которой располагается на глубине 43–55 км и которая рассматривается А.Ф. Грачевым и др. (1981 г.) как зона генерации базальтовой магмы.

Особенности химизма первичных и слабо дифференцированных магм Маймеча-Котуйской ассоциации

Представление о первичности магм вулканических пород обычно базируется на петрохимических и геохимических признаках, а также на присутствии в них глубинных включений. В первичных, равновесных с мантийным субстратом магмах, по Ф.А. Фрею и др. (1978 г.), величина $M [Mg \times 100 / (Mg + Fe^{2+})]$ изменяется от 68 до 75, содержание MgO составляет 9,8–12,5%, а никеля, согласно Х. Сато (1977 г.), – 235–390 г/т. По величине M ($M = 63–80$), содержанию магния ($MgO = 9,3–29,0\%$) и никеля ($Ni = 131–900$ г/т) к первичным магмам относятся оливиновые и оливин-мелилитовые нефелиниты, пикритовые порфириты и меймечиты. Магмы толеитовых и щелочных оливиновых базальтов, базанитов, мелилитовых нефелинитов ($M = 41–50$, $MgO = 6,8–8,4\%$ и $Ni = 106–233$ г/т) относятся к слабо дифференцированным, которые подверглись частичной дифференциации – выделению оливина в объеме 3–12,5%, что выражается главным образом в уменьшении содержания MgO на 1–4,2%, FeO – на 0,1–0,4% без изменения содержания редких элементов, хотя концентрации никеля при этом, как отмечает Х. Сато (1977 г.), могут резко уменьшаться. Щелочные базальты, трахибазальты, трахиандезитобазальты, трахиандезиты и трахиты, в которых величина M и содержание MgO составляют 42–21 и 3,7–0,65%, соответственно, рассматриваются как дифференциаты щелочной оливин-базальтовой магмы.

В соответствии с экспериментальными данными изменение степени плавления мантийного источника находит прямое отражение в распределении породообразующих окислов: алюминия, кальция, натрия, кремнезема и их отношений в магматических расплавах – при последовательном уменьшении степени плавления они обедняются кремнеземом, алюминием и обогащаются натрием и кальцием, т.е. эти окислы являются инди-

¹ По Г.П. Багдасаряну и др. (1983 г.), абсолютный возраст оливиновых нефелинитов составляет более 70 млн. лет.

каторами фазового состава, который переходит в расплав. В составах первичных и слабо дифференцированных пород устанавливается негативная связь между кальцием и кремнеземом ($r = -0,78$): содержания кальция уменьшаются, а кремнезема увеличиваются от бесполовошпатовых щелочных базальтоидов к щелочным оливиновым и далее к толеитовым базальтам с одновременным увеличением SiO_2/CaO отношения от 2,8 до 4,7. В ультраосновных лавах зависимость между кальцием и кремнеземом не проявляется. Между алюминием и кальцием отрицательная зависимость выражена слабее ($r = -0,48$), а величина отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ уменьшается от толеитовых базальтов ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} = 1,5$) к щелочным базальтоидам и ультраосновным лавам ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} = 0,7-0,5$). Первичные и слабо дифференцированные породы по содержанию титана образуют две группы: 1) толеитовые базальты ($\text{TiO}_2 = 1,3-1,5\%$), меймечиты ($\text{TiO}_2 = 1,3-2,5\%$) и 2) щелочные оливиновые базальты и щелочные базальтоиды ($\text{TiO}_2 = 2,9-4,4\%$).

Отмечается большая контрастность в величинах отношений кальция и алюминия к титану в толеитовых базальтах ($\text{CaO}/\text{TiO}_2 = 7,0$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 10,2$), с одной стороны, и щелочных оливиновых базальтах, щелочных базальтоидах ($\text{CaO}/\text{TiO}_2 = 3,3-4,3$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 2,5-3,8$) — с другой. Судя по величинам отношений алюминия к титану, алюминия и кремнезема к кальцию, при образовании толеит-базальтовой магмы переходящая в расплав минеральная ассоциация характеризовалась более высокими отношениями ортопироксена и граната к клинопироксену, чем при выплавлении магм щелочных оливиновых базальтов и щелочных базальтоидов. Для пород первой группы свойственны и более низкие содержания калия. Значительные колебания содержаний калия в однотипных породах (например, в оливиновых нефелинитах и пикритовых порфиритах они изменяются в 3–7 раз) позволяют допустить существенное перераспределение этого элемента в процессе постмагматического изменения пород, что затрудняет определение достоверных величин калиево-титановых отношений. В породах первой группы величина этого отношения составляет 0,1–0,3, а в породах второй — 0,1–0,8. Когда содержания калия в одном и том же типе пород постоянны, например в щелочных оливиновых базальтах (1,84–2,22%), величина отношения близка к 0,6, т.е. является более высокой по сравнению с породами первой группы. Судя по содержанию титана и калия и по их отношению, можно предположить, что мантийный источник толеитовых базальтов и меймечитов был обеднен этими элементами по сравнению с источником щелочных оливиновых базальтов и щелочных базальтоидов. Если флогопит был главной фазой — концентратом калия в мантийных источниках, то величина калий-титанового отношения в образующихся расплавах должна быть выше 1. Широкие колебания этого отношения в породах, вероятно, связаны с разными содержаниями титансодержащих фаз (керсутит? ильменит?) в мантийных источниках, которые пользовались по сравнению с флогопитом преимущественным вхождением в расплав. В этом плане обращает на себя внимание величина отношения калия к титану в толеитовых базальтах, которая наиболее близка таковой в мегакристаллах керсутита, согласно К. Миллеру (1982 г.), при более высоких значениях этой величины в щелочных оливиновых базальтах и щелочных базальтоидах.

Распределение редких и малых элементов в породах

Химические составы и распределение редких и малых элементов в вулканических породах Маймеча-Котуйской провинции приведены в табл. 15, 16. Методика инструментального нейтронно-активационного анализа дала возможность определить широкую группу элементов-примесей: редкоземельные элементы, тантал, гафний, торий, скандий, кобальт, хром в породах различного состава, а также в некоторых породообразующих минералах с чувствительностью $n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-3}\%$ [16]. Разработка и применение методики нейтронно-активационного анализа с радиохимическим отделением мешающих элементов позволили довести предел обнаружения группы редкоземельных элементов до $n \cdot 10^{-7} - n \cdot 10^{-5}\%$ и определить их нахождение с высокой надежностью в ксенолитах ультрабазитов и мегакристаллах минералов, выделенных из щелочных базальтов. Барий, стронций, цирконий и ниобий определялись с помощью флуоресцентного рентгено-радиометрического метода анализа (аналитик Б.В. Ермолаев) с радиоизотопными источниками кадмий-109 и америций-241. Учет состава проб проводился по методике стандарт-фон, а анализ малых навесок проб проводился по методике "тонких слоев" А.Л. Якубовича и др. (1973 г.). Все использованные методики анализа базируются на регистрации наведенного в пробах рентгеновского и гамма-излучения спектрометрами с полупроводниковыми детекторами высокого энергетического разрешения различных типов [16]. Контроль за качеством получаемых данных был осуществлен с помощью анализа отечественных и международных стандартных образцов.

Сходимость полученных данных с результатами аттестации международных стандартов позволила провести достоверное сопоставление геохимии элементов-примесей в изученных регионах и аналогичных регионах мира (по литературным данным), а также эффективно использовать эти данные при создании геолого-геохимических и петрологических моделей.

В магмах первичного и слабо дифференцированного состава наибольшие колебания содержаний элементов-примесей в одном и том же типе пород характерны для меймечитов и оливиновых нефелинитов, в которых они могут изменяться в 5,5 и 4 раза соответственно. В других типах пород содержания элементов-примесей изменяются не более чем в 2 раза. Из рассматриваемых элементов максимальные вариации содержаний свойственны барию, рубидию и торию. Для относительной оценки влияния постмагматического изменения лав на перераспределение элементов-примесей было проведено сравнение колебания содержаний в однотипных породах Маймеча-Котуйской и Гавайской провинций. При этом оказалось, что колебания содержаний элементов, за исключением рубидия и бария, в породах Маймеча-Котуйской провинции являются более низкими (в щелочных оливиновых базальтах и оливин-мелилитовых нефелинитах) или равными (в оливиновых нефелинитах), чем в тех же породах Гавайской провинции [36]. Следовательно, постмагматическое изменение пород несущественно отразилось на перераспределении редких элементов, кроме рубидия, бария, калия. Как отмечалось выше, торию свойственны максимальные вариации содержаний: в первичных и слабо дифференцированных породах они изменяются более чем в 21 раз, в дифференци-

Таблица 15

Химические составы (в мас. %) вулканических пород Маймеча-Котуйской провинции

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	46,02	1,30	14,98	4,81	7,25	0,13	7,47
2	46,32	1,55	14,62	5,05	7,11	0,14	7,35
3	47,88	1,40	15,43	2,21	9,55	0,13	8,26
4	48,12	1,50	14,20	5,29	6,39	0,11	6,41
5	48,42	1,47	14,48	2,81	9,70	0,15	7,09
6	41,94	3,20	13,69	8,47	5,53	0,28	6,65
7	42,35	3,20	11,06	5,78	9,41	0,20	10,56
8	43,95	3,36	12,66	6,90	6,97	0,20	8,02
9	46,80	3,45	18,74	5,97	5,49	0,14	2,23
10	40,04	3,46	14,06	8,25	6,46	0,25	7,46
11	48,68	3,85	12,45	8,21	5,57	0,15	4,22
12	51,16	2,90	15,92	6,21	4,09	0,11	4,07
13	51,94	2,85	15,31	5,18	3,88	0,13	2,82
14	49,74	2,95	16,11	6,14	5,21	0,12	2,78
15	56,32	1,31	13,68	5,26	5,87	0,16	2,03
16	57,24	1,10	20,36	4,07	1,94	0,14	0,27
17	60,54	1,05	15,45	3,55	0,65	0,08	1,02
18	39,79	3,71	12,88	8,55	5,60	0,18	7,39
19	44,46	4,60	10,56	5,95	8,40	0,19	5,00
20	37,80	4,75	7,24	11,46	4,24	0,18	13,22
21	38,42	4,40	9,91	11,35	5,02	0,23	8,53
22	39,94	3,70	13,20	8,71	6,03	0,18	6,55
23	40,95	3,74	7,80	9,15	6,75	0,17	9,36
24	41,71	3,08	9,39	9,34	4,23	0,19	9,05
25	43,36	3,35	15,88	4,25	7,62	0,14	5,35
26	37,40	3,20	5,40	13,48	4,09	0,19	12,17
27	40,05	2,90	10,97	10,09	4,67	0,22	7,60
28	40,52	3,50	11,06	9,39	4,50	0,19	9,72
29	36,18	4,32	8,15	10,56	3,16	0,16	8,76
30	39,64	3,65	11,81	7,68	6,97	0,16	4,92
31	37,40	3,50	10,08	7,38	7,25	0,17	10,91
32	36,86	2,27	3,63	6,32	6,65	0,13	27,14
33	38,15	2,26	5,07	8,55	5,32	0,21	25,40
34	36,82	1,34	2,18	6,93	5,76	0,13	32,80
35	36,96	2,52	5,65	7,63	5,89	0,21	24,83
36	37,09	2,06	4,27	7,51	5,60	0,17	29,52

1-10 - базальты: 1-5 - толеитовые, 6-8 - щелочные оливиновые, 9 - щелочные; 10 - тешенит; 11-13 - трахибазальты; 14 - трахиандзитобазальт; 15 - трахиандезит; 16, 17 - трахиты; 18 - базанит; 19 - авгитит; 20-24 - оливиновые нефелиниты; 25 - анкаратрит; 26-28 - оливин-мелилитовые нефелиниты; 29, 30 - мелилитовые нефелиниты; 31 - оливиновый мелилитит; 32, 33 - пикритовые порфири-ты; 34-36 - меймечиты.

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	П. п. п.	Σ
9,26	1,85	0,38	0,12	2,94	1,66	1,45	101,03
9,69	2,06	0,16	0,21	2,40	1,60	2,71	100,97
10,27	2,25	0,22	0,20	0,60	0,66	1,08	100,14
10,71	2,00	0,27	0,21	1,60	1,88	1,20	101,63
10,66	2,22	0,36	0,22	0,44	0,88	1,27	100,17
11,60	3,32	1,84	0,60	1,11	1,08	0,34	99,65
11,16	2,98	1,89	1,01	0,13	0,72	—	100,45
9,69	3,67	2,22	0,75	0,25	1,13	—	100,12
8,38	3,20	2,80	1,01	0,50	1,46	1,56	100,27
11,71	3,08	1,75	0,37	0,99	2,15	—	100,03
7,95	2,33	1,73	1,35	1,20	0,76	1,90	100,10
6,64	3,52	2,50	0,88	0,36	0,50	0,97	99,83
7,51	3,50	2,66	0,89	0,46	1,00	2,47	100,60
5,67	3,67	2,43	0,88	0,80	2,08	2,88	99,38
6,39	3,27	4,21	0,61	0,53	0,54	—	100,18
2,50	2,08	8,78	0,46	0,24	0,50	0,95	100,63
1,52	0,72	13,60	0,18	0,42	0,88	0,30	99,96
12,92	2,98	2,65	0,83	0,37	2,27	—	100,12
9,43	2,96	2,10	1,36	0,72	3,04	3,58	99,31
12,09	0,60	0,90	0,61	2,24	3,14	4,68	103,59
14,42	4,35	0,47	0,55	0,19	1,98	—	99,82
12,34	4,68	1,20	0,79	0,33	2,82	—	100,47
16,30	1,45	0,72	0,56	1,13	2,18	—	100,26
13,70	4,28	0,77	0,36	0,51	2,86	0,60	100,07
11,65	3,88	1,30	0,51	0,36	2,48	2,56	102,69
15,14	1,07	0,86	0,54	1,35	2,45	1,91	99,25
13,14	4,46	1,47	—	0,71	3,69	—	99,97
13,21	1,38	1,89	0,57	1,19	1,59	0,81	99,52
14,70	3,76	1,60	0,64	0,46	2,90	7,12	105,33
12,68	4,10	1,36	0,61	0,72	2,56	4,92	103,32
11,70	2,00	2,76	0,60	1,48	3,40	4,98	104,49
7,89	0,37	0,23	0,30	0,92	3,54	7,10	105,77
9,42	0,35	1,62	0,43	0,43	2,31	—	99,52
4,47	0,23	0,11	0,20	1,22	7,13	0,76	100,08
6,82	0,28	0,32	—	1,55	7,18	—	99,84
5,33	0,24	0,24	0,36	1,19	6,59	—	100,17

Таблица 16

Содержание элементов-примесей (в г/т) в вулканических породах Маймеча-Котуйской провинции

Номер анали- зов	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Rb	Ba
1	8,4	24	3,9	1,7	0,83	2,6	0,57	1	160
2	9,2	27	3,8	1,4	1,0	3,1	0,44	6	58
3	8,7	22	3,5	1,3	1,0	3,3	0,47	6	68
4	14	29	3,9	1,8	0,84	2,8	0,66	1	150
5	11	29	3,0	1,6	0,97	3,4	0,47	6	110
6	92	160	14	4,7	2,0	2,0	0,44	55	1600
7	63	150	14	3,7	2,1	2,2	0,31	45	470
8	82	150	15	4,7	1,5	3,5	0,43	34	960
9	130	260	26	8,1	3,2	3,2	0,45	58	1100
10	63	130	13	3,5	1,8	2,2	0,29	48	830
11	110	200	23	6,9	2,1	3,2	0,46	40	920
12	100	210	20	5,9	2,7	3,6	0,47	71	950
13	110	190	19	6,5	1,7	3,3	0,54	57	1400
14	130	240	23	6,9	2,6	3,2	0,32	48	840
15	140	250	23	7,5	2,2	5,3	0,72	81	2300
16	150	260	22	6,4	2,3	5,1	0,70	150	2500
17	190	310	23	6,2	2,7	6,8	0,82	170	530
18	150	240	17	5,0	1,2	3,0	0,32	61	1400
19	150	290	29	8,2	3,4	4,4	0,58	83	770
20	260	450	26	6,7	2,2	2,5	0,18	74	1600
21	170	300	20	5,5	1,3	2,5	0,41	37	400
22	110	200	13	3,9	1,4	1,8	0,34	26	1400
23	120	210	14	3,9	1,1	1,6	0,26	34	1200
24	140	240	12	3,5	1,0	2,8	0,69	45	460
25	120	220	13	4,2	1,5	2,4	0,23	92	870
26	120	210	12	3,6	0,65	1,3	0,36	29	840
27	150	260	13	3,8	1,8	2,2	0,27	72	670
28	160	280	15	4,8	1,1	1,5	0,19	37	1500
29	190	380	21	5,5	2,0	2,7	0,31	74	850
30	150	250	14	4,2	1,3	2,3	0,27	91	950
31	170	300	17	4,0	1,5	1,9	0,19	150	840
32	76	140	8,5	2,3	0,2	0,84	0,084	6	210
33	120	220	14	3,3	0,82	1,6	0,33	39	1000
34	20	50	4,3	1,3	0,34	0,82	0,096	2	82
35	49	99	10	2,6	1,1	1,3	0,16	6	260
36	43	90	6,9	2,4	0,88	1,3	0,29	16	240

Примечание. Номера анализов соответствуют табл. 15.

тах щелочной оливин-базальтовой магмы — более чем в 18 раз при постоянных в отличие от рубидия и бария концентрациях в однотипных породах. Это позволяет рассматривать торий как наиболее несовместимый элемент и по аналогии с серией Гоголулу [36] принять его как реперный при геохимическом анализе.

Распределение рубидия, стронция, ниобия, тантала, циркония, гафния

Sr	Th	Sc	Hf	Zr	Nb	Ta	Co	Cr
200	0,3	45	2,7	74	1	0,14	49	170
230	2,6	41	2,3	82	3	0,1	51	310
230	2,1	44	2,0	82	3	0,1	50	150
200	2,0	46	2,7	83	1	0,19	49	190
250	0,5	52	1,9	82	3	0,1	52	450
1200	7,0	28	8,8	420	73	3,6	46	220
1300	7,9	36	8,8	320	61	3,3	69	550
1100	4,7	31	7,7	400	69	3,9	52	380
2000	0,4	22	17	730	120	5,6	39	34
1200	4,6	34	8,2	320	58	3,7	56	260
1500	10	18	11	490	76	5,3	44	13
2100	9,3	15	13	510	81	4,4	24	46
1700	10	14	12	500	71	4,1	19	13
1400	12	11	15	590	99	5,8	31	10
1200	13	7,8	19	750	98	4,5	5,9	5
1600	15	8,1	21	850	130	5,9	6,7	33
87	23	3,7	32	1000	160	9,5	4,8	3
1900	12	29	8,1	470	140	6,2	56	160
1900	9,9	17	16	600	120	6,3	37	48
2200	21	30	15	660	280	14	78	470
1500	15	39	11	460	170	7,9	61	250
1500	10	28	10	370	120	5,3	54	190
2000	7,1	46	8,4	350	100	5,1	67	550
2400	10	37	7,5	390	120	5,4	58	240
2000	8,4	31	8,4	420	160	6,9	55	340
1600	7,1	53	7,2	320	100	4,8	70	680
2000	11	29	7,9	310	150	8,3	54	210
1100	8,7	44	7,8	400	150	6,8	62	410
2400	16	33	12	490	210	13	56	180
1900	12	24	8,0	350	160	9,3	53	63
3500	13	30	8,4	360	170	9,6	72	580
1200	5,2	29	5,0	200	75	4,8	110	1560
1400	5,2	50	6,7	340	120	5,6	72	1180
210	0,98	13	4	84	11	0,75	130	3700
500	0,5	24	5,6	210	55	3,1	110	2530
430	4,5	21	4,6	200	32	1,9	120	2800

характеризуется прямой корреляционной связью с торием (рис. 25–27). Отмечается также прямая корреляционная зависимость между элементами: Nb и Ta, Zr и Hf (рис. 27), Nb и Zr, Rb и Sr. Между калием и рубидием не устанавливается корреляционной связи, а величина K/Rb отношения понижается от щелочных оливиновых базальтов и базанитов (364–360) к бесполовошпатовым щелочным базальтоидам (253–148); в пик-

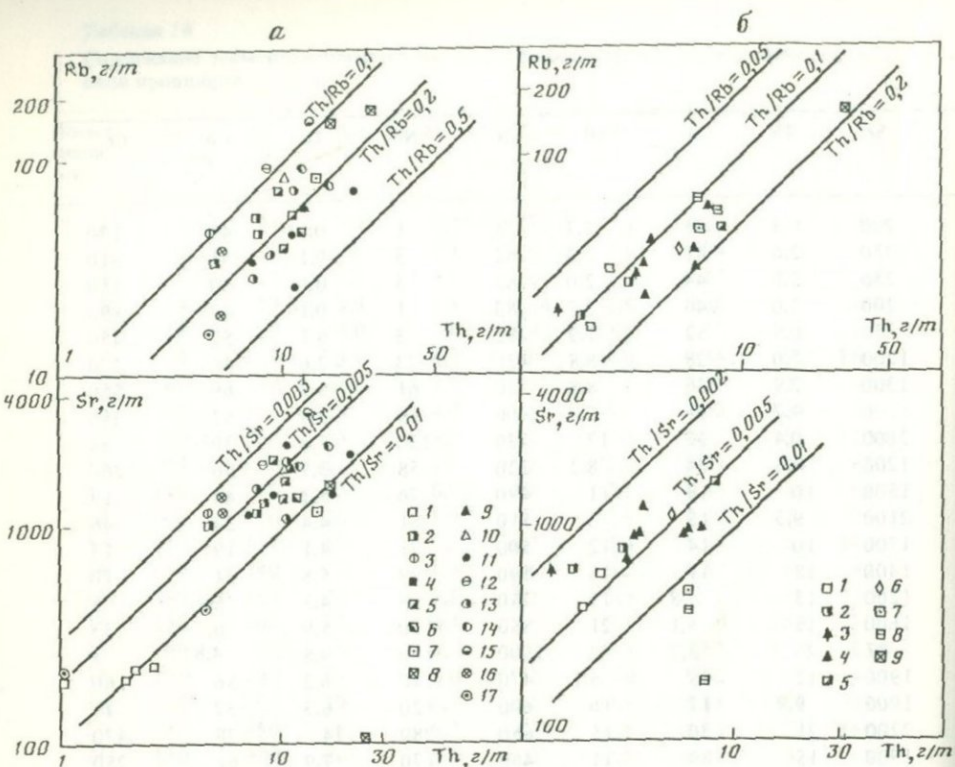


Рис. 25. Диаграммы Rb-Th и Sr-Th вулканических пород Маймеча-Котуйской (а) и Прибайкальской (б) ассоциаций

Маймеча-Котуйская провинция: 1 – толеитовые базальты, 2 – щелочные оливиновые базальты, 3 – тешениты, 4 – щелочные базальты, 5 – трахибазальты, 6 – трахиандезитобазальты, 7 – трахиандезиты, 8 – трахиты, 9 – базаниты, 10 – авгититы, 11 – оливиновые нефелиниты, 12 – анкаратриты, 13 – оливин-мелилитовые нефелиниты, 14 – мелилитовые нефелиниты, 15 – оливиновые мелилититы, 16 – пикритовые порфириты, 17 – меймечиты. Прибайкалье: 1 – оливиновые базальты, 2 – щелочные оливиновые базальты, 3 – базанитоиды, 4 – щелочные базанитоиды, 5 – трахибазальты, 6 – муджириты, 7 – трахиандезиты, 8 – трахифонолиты, 9 – трахиты

ритовых порфиритах это отношение составляет 340, в меймечитах – 125. В дифференциатах щелочной оливин-базальтовой магмы K/Rb отношение близко к 400 и только в трахитах повышается до 580. В первичных и слабо дифференцированных породах выявляется прямая корреляционная связь между барием и калием, а калий-бариевое отношение последовательно понижается от толеитовых базальтов ($K/Ba = 25$) к щелочным оливиновым базальтам, щелочным базальтоидам. Наиболее низкие значения этого отношения свойственны меймечитам ($K/Ba = 8$).

Толеитовые базальты и меймечиты обеднены всеми рассматриваемыми элементами относительно щелочных оливиновых базальтов и щелочных базальтоидов. В щелочных оливиновых базальтах, базанитах и бесполовошпатовых щелочных базальтоидах отмечается последовательное повышение содержаний стронция (см. рис. 25), ниобия, тантала (см. рис. 26), содер-

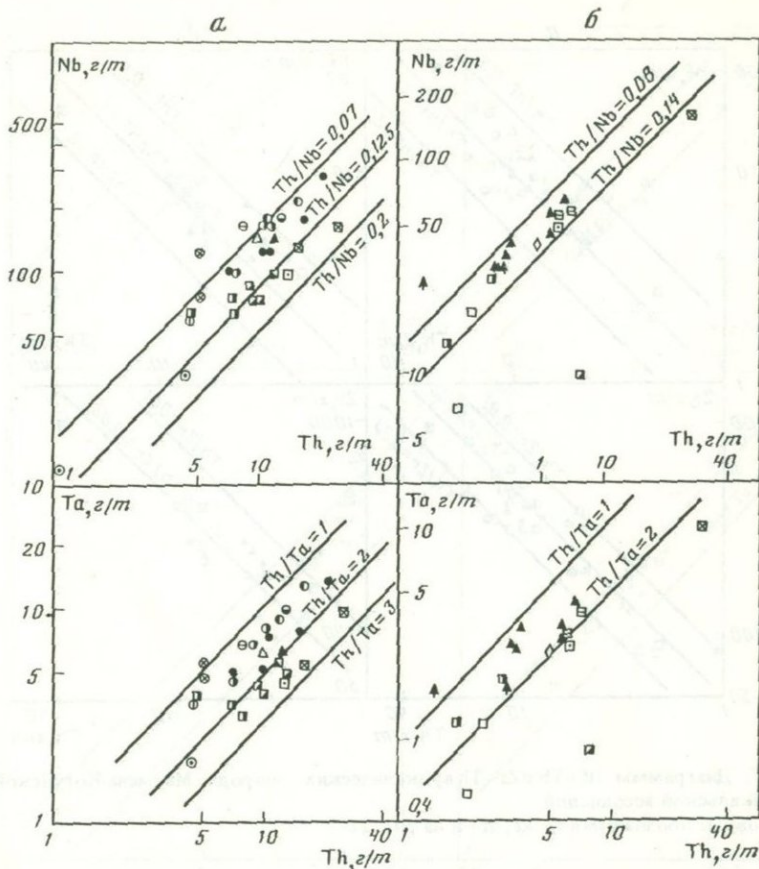


Рис. 26. Диаграммы Nb-Th и Ta-Th вулканических пород Маймеч-Котуйской и Прибайкальской ассоциаций

Условные обозначения те же, что и на рис. 26

жания бария постоянны, а рубидий накапливается только в мелилитовых нефелинитах и оливиновых мелилититах. В распределении циркония и гафния (см. рис. 27) в этих породах четкой тенденции не устанавливается. В ряду щелочной базальт-трахибазальт-трахиандезитобазальт-трахиандезит-трахит, происходит последовательное увеличение содержания рубидия, ниобия, тантала, циркония, гафния и уменьшение — стронция. В тренде распределения бария отмечается максимум (трахиандезиты).

В изученных породах наблюдается прямая корреляционная зависимость между лантаном, церием, самарием (рис. 29), европием и торием, а также между лантаном и самарием, лантаном и европием.

По характеру распределения в первичных и слабо дифференцированных породах изученные редкоземельные элементы могут быть разделены на две группы: 1) легкие и средние (La-Eu) и 2) тяжелые (Tb, Yb, Lu). Для элементов первой группы характерно последовательное увеличение концентраций от толеитовых базальтов к щелочным оливиновым базаль-

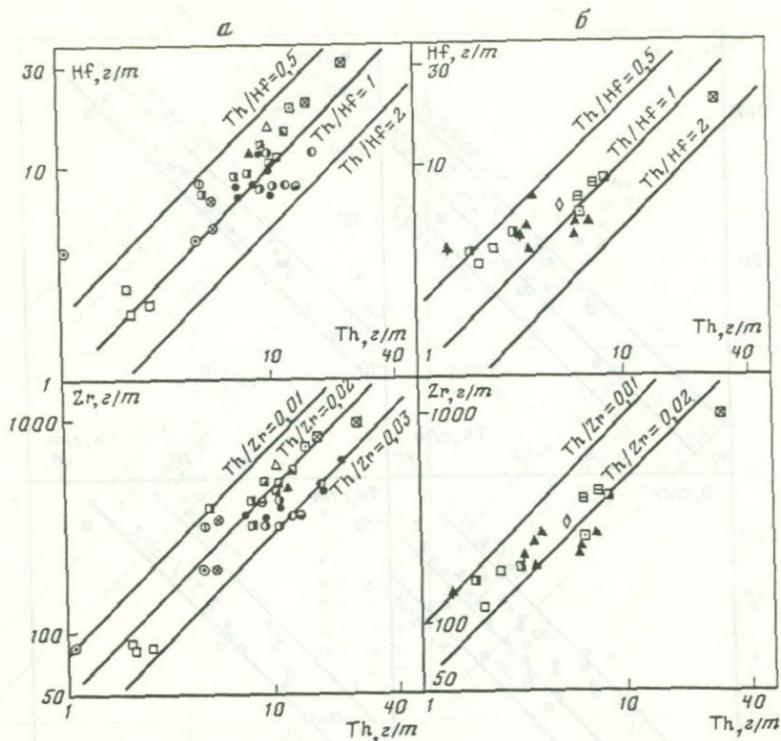


Рис. 27. Диаграммы Hf—Th и Zr—Th вулканических пород Маймеча-Котуйской и Прибайкальской ассоциаций

Условные обозначения те же, что и на рис. 26

там и щелочным базальтоидам; при этом степень обогащения закономерно уменьшается от лантана к церию и самарию и далее к европию. По сравнению с толеитовыми базальтами содержание легких РЗЭ выше: в щелочных оливиновых базальтах в 8–3, базанитах в 14–3, щелочных базальтоидах в 16–3, пикритовых порфиритах в 9,5–1,7, меймечитах в 3,6–1,3 раз. Концентрации тяжелых лантаноидов в указанной последовательности уменьшаются. При переходе от трахибазальтов к трахиандезитам и далее к трахитам содержания лантана и церия, иттербия и лютеция увеличиваются, а самария, европия и тербия остаются постоянными. Величина La/Sm отношения увеличивается от 3,4 в толеитовых базальтах до 5,6 в щелочных оливиновых базальтах и 8,8–10 в щелочных базальтоидах и пикритовых порфиритах (в меймечитах она понижается до 5,2), а La/Yb отношения — от 3,4 до 30,4 и 50–89 соответственно (в меймечитах La/Yb отношение равно 34), что свидетельствует об увеличении в указанном ряду роли легких лантаноидов. Относительно средних и тяжелых. В дифференциатах щелочной оливин-базальтовой магмы величина La/Sm отношения последовательно повышается от 5 в щелочных базальтах и трахибазальтах до 7,4 в трахитах, а La/Yb отношение незначительно уменьшается. Следовательно, соотношения между легкими и средними ланта-

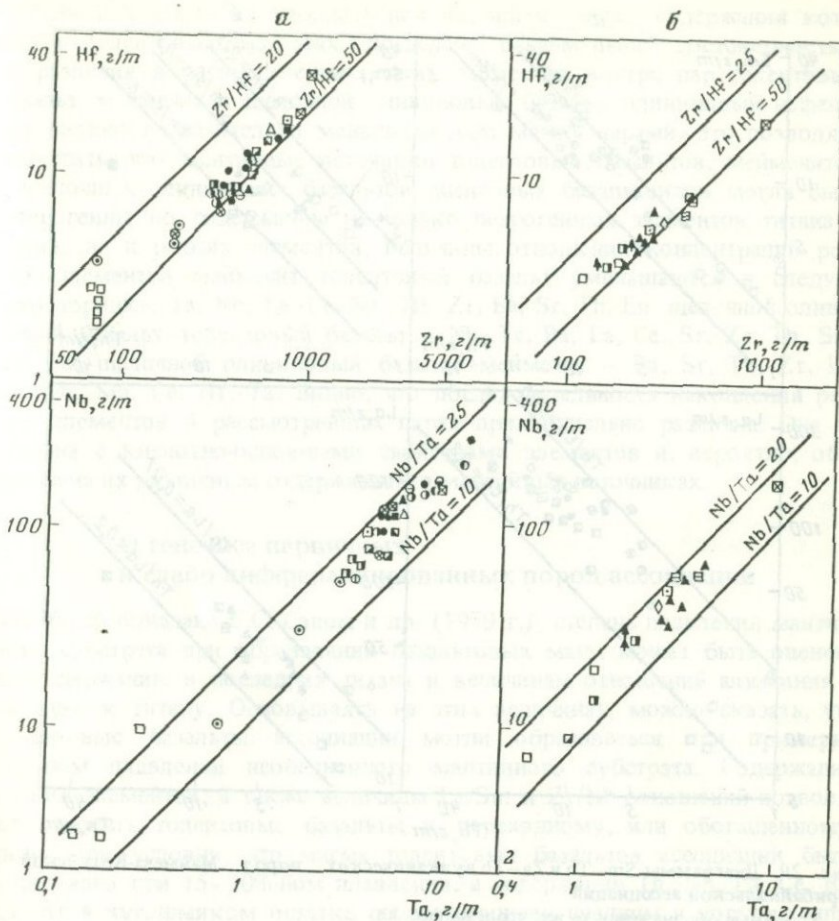


Рис. 28. Диаграммы Hf—Zr и Nb—Ta вулканических пород Маймеча-Котуйской и Прибайкальской ассоциаций

Условные обозначения те же, что и на рис. 26

ноидами в дифференциатах близки к таковым в первичных и слабо дифференцированных составах, при контрастных соотношениях между легкими и тяжелыми.

Средние содержания скандия в первичных и субпервичных породах составляют 29–46 г/т, и только в меймечитах они понижаются до 19 г/т. В дифференциатах щелочной оливин-базальтовой магмы содержания этого элемента последовательно понижаются от трахибазальтов к трахитам. Средние содержания кобальта в большей части первичных и слабо дифференцированных пород также изменяются в узком интервале (50–64 г/т), и только в ультраосновных лавах они возрастают до 91–120 г/т. В породах ассоциации устанавливается прямая корреляционная зависимость между кобальтом и величиной M ($r = 0,67$). Тенденция распределения хрома близка к таковой распределения кобальта, однако степень обога-

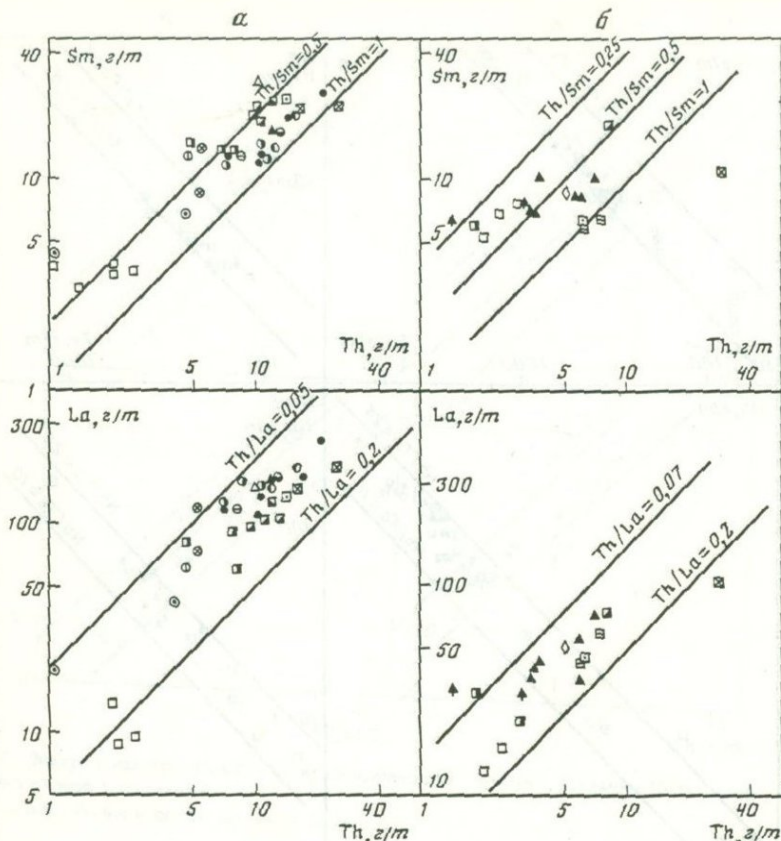


Рис. 29. Диаграммы Sm—Th и La—Th вулканических пород Маймеча-Котуйской и Прибайкальской ассоциаций

Условные обозначения те же, что и на рис. 26

щения хромом ультраосновных лав резко возрастает по сравнению с кобальтом.

Рассмотренные выше данные по содержанию редких элементов в первичных и субпервичных породах показывают увеличение концентраций, за исключением тяжелых лантаноидов, в ряду толеитовые базальты—меймечиты—щелочные оливиновые базальты—щелочные базальтоиды. Если перейти к количественной оценке, то видно, что средние содержания редких элементов в меймечитах выше таковых в толеитовых базальтах примерно вдвое (по ниобию и танталу на порядок), вместе с тем содержания редких элементов в наиболее примитивных меймечитах и толеитовых базальтах, за исключением ниобия и тантала, достаточно близки. Средние содержания редких элементов в щелочных оливиновых базальтах превышают содержания в толеитовых базальтах в 23—4 раза, а при переходе к щелочным базальтоидам, в частности оливиновым нефелинитам, степень обогащения значительно возрастает.

Если исключить из рассмотрения ниобий и тантал, содержания которых в толентовых базальтах определены с наименьшей достоверностью, то различия в распределении редких элементов внутри пар толентовый базальт–меймечит и щелочной оливиновый базальт–оливиновый нефелинит являются значительно меньшими, чем между парами. Это позволяет допустить, что мантийные источники толентовых базальтов, меймечитов и щелочных оливиновых базальтов, щелочных базальтоидов могли быть гетерогенны по содержанию не только петрогенных элементов титана и калия, но и редких элементов. Величины отношений концентраций редких элементов меймечит–толентовый базальт уменьшаются в следующем порядке: Ta, Nb, La, Ce, Sm, Hf, Zr, Ba, Sr, Th, Eu, щелочной оливиновый базальт–толентовый базальт – Nb, Ta, Ba, La, Ce, Sr, Zr, Th, Sm, Hf, Eu, щелочной оливиновый базальт–меймечит – Ba, Sr, Th, Zr, La, Eu, Nb, Sm, Ce, Hf, Ta. Видно, что последовательность накопления редких элементов в рассмотренных парах принципиально различна. Она не связана с кислотно-основными свойствами элементов и, вероятно, обусловлена их различным содержанием в мантийных источниках.

О генезисе первичных и слабо дифференцированных пород ассоциации

Как было показано С.С. Саном и др. (1979 г.), степень плавления мантийного субстрата при образовании базальтовых магм может быть оценена по содержанию в последних титана и величинам отношений алюминия и кальция к титану. Основываясь на этих величинах, можно сказать, что толентовые базальты ассоциации могли образоваться при примерно 15%-ном плавлении необедненного мантийного субстрата. Содержания редких элементов, а также величины La/Sm и Zr/Nb отношений позволяют отнести толентовые базальты к переходному, или обогащенному, типу. При условии, что магма толентовых базальтов ассоциации была образована при 15–20%-ном плавлении, а содержания Th, Nb, La, Ce, Ba, Zr, Sr в тугоплавком остатке соответствовали средним в нодулях шпинелевых лерцолитов (табл. 17, колонка 4), как показывают расчеты¹, содержания этих элементов в мантийном источнике были близки к средним содержаниям в нодулях гранатовых лерцолитов (табл. 17, колонки 1, 4), а также гипотетическому мантийному источнику Гавайских островов (табл. 17, колонка 5). Относительно хондритов гипотетический источник обогащен в 7–9 раз торием, лантаном, церием, ниобием, цирконием, барием, в 4 раза – стронцием.

Если предположить, что магмы первичных и слабо дифференцированных составов ассоциации связаны с геохимически гомогенным мантий-

¹ Содержание редких элементов в мантийном источнике определялось с использованием уравнения Г. Оттонелло (1975 г.): $C^0 = C^1 W + C^T (1 - W)$, где C^0 – концентрации в мантийном источнике до начала плавления, C^1 – концентрации в расплаве, C^T – концентрации в тугоплавком остатке, W – степень плавления. Степень плавления источника определялась по уравнению Г. Оттонелло и уравнению Д.М. Шоу (1970 г.): $C^0/C^1 = \frac{1}{D + F(1-D)}$. Минеральный состав источника и коэффициенты распределения редких элементов были приняты по [36].

Содержания редких элементов (в г/т) в вулканических породах и гипотетических мантийных источниках Маймеча-Котуйской провинции

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
La	10,3	2,2–2,7	2,3	0,76	2,7	79	160	12,5–12,7	20
Ce	26	5,4–6,6	4,1	1,8	5,4	153	280	24,5–23	50
Th	1,6	0,27–0,34	0,28	0,05	0,22	65	12,6	1,5–1,1	0,98
Nb	3	3,6–3,9	4,8	2,5	3,8	68	160	12,3–14	11
Zr	81	54–55	47,4	48,2	20	380	450	98–78	84
Rb	20	5,6–6,2	5,1	3,1	—	45	43	9,4–6,1	2
Sr	220	45–55	35,4	13,9	78	1200	1900	192–155	210
Ba	109	32–35	57	18,2	36	1016	1010	168–92	82

Примечание. Содержания редких элементов: 1 — в толеитовых базальтах, 6 — щелочных оливиновых базальтах, 7 — оливиновых нефелинитах, 9 — меймечитах; 2 — в источнике толеитовых базальтов и примитивных меймечитов при 15–20%-ном и 10%-ном плавлении соответственно; 3–4 — в нодулях гранатовых и шпинелевых перцолитов; 5 — в источнике щелочных оливиновых базальтов Гонулулу [36]; 8 — в источнике щелочных оливиновых базальтов и оливиновых нефелинитов при 15%-ном и 7,5%-ном плавлении соответственно.

ным источником, то с учетом реальных концентраций несовместимых элементов в породах провинции для образования соответствующих магм требуются следующие объемы селективного плавления: щелочные оливиновые базальты — 2,5% (Sr) — 1,8% (La, Ce, Zr, Nb, Th); оливиновые нефелиниты — 1,5% (Sr, Ba, Th) — 1% (La, Ce, Nb, Zr); меймечиты — 10% (La, Ce, Th, Nb, Zr, Rb, Sr, Ba). Рассчитанные объемы плавления источника при генерации магм щелочных оливиновых базальтов и оливиновых нефелинитов сопоставимы с объемами плавления для подобных составов: 1,7–2,9% по Р.В. Кею и Р.В. Гасту (1973 г.) или 2% по [36].

В Маймеча-Котуйской провинции суммарная мощность щелочных оливиновых базальтов и щелочных базальтоидов достигает более 1 тыс. м (свыше 1/3 общего разреза вулканических пород), и для создания подобных объемов магм необходимо дренирование с учетом 2%-ного плавления, слоя мантии мощностью в несколько сотен километров, если учитывать, что поверхности достигает не более 50% объема магматического расплава, согласно Х. Йодеру (1979 г.). Следовательно, такой процесс должен осуществляться в необычайно стабильной геодинамической обстановке и в целом маловероятен. Поэтому возникает необходимость допущения второй модели, в которой в качестве исходных принимаются два условия: 1) образование магм щелочных оливиновых базальтов и щелочных базальтоидов (оливиновых нефелинитов) происходило при более высоких степенях плавления: 10–15%-ном и 5–7,5%-ном соответственно, что отвечает степеням плавления, полученным при моделировании, на основании геохимических данных [36]; 2) магматические источники толеитовых базальтов и меймечитов, с одной стороны, и щелочных оливиновых базальтов и щелочных базальтоидов — с другой, были гетерогенны по содержанию редких элементов, что не противоречит установленным выше различиям в геохимических составах этих пород, а также подтверж-

дается примерами других ассоциаций. Так, гавайские толеитовые и щелочные оливиновые базальты, образование которых связывается с гетерогенными источниками [36], имеют меньшую геохимическую контрастность (первые по отношению ко вторым примерно в 1,2–2,4 раза содержат меньше легких и средних РЗЭ и в 2–4 раза меньше Ba, Th, Ta, Sr при незначительно повышенных содержаниях Zr и Hf), чем те же породы Маймеча-Котуйской провинции. И, напротив, толеитовые и щелочные оливиновые базальты Юго-Восточной Австралии, формируемые при 20–25%-ном и 11–15%-ном плавлении гомогенного источника, соответственно имеют тождественные содержаниям Zr, Hf, тяжелых РЗЭ, но щелочные оливиновые базальты незначительно (в 1,2–1,4 раза) обогащены Rb, Sr, легкими и средними РЗЭ [40]. Расчетные концентрации Zr, Nb, Th, Sr в источнике щелочных оливиновых базальтов и щелочных базальтоидов при условии, что магмы этих пород образовывались при 15%-ном и 7,5%-ном плавлении, близки к таковым в наиболее примитивном меймечите (табл. 17, колонки 8 и 9), однако содержания лантана и церия в последнем вдвое выше, чем в гипотетическом источнике. Возможность выбора примитивного меймечита в качестве источника щелочных оливин-базальтовых и щелочно-базальтоидных магм подтверждается как экспериментальным плавлением пиролита, гранатового лерцолита с образованием ультраосновных расплавов, по Д.Х. Грину (1975 г.), Н.Т. Арндту (1977 г.) и М.О'Хара (1975 г.), так и непосредственным плавлением меймечита, по Ю.С. Геншафту (1977 г.), в результате которого установлено появление базальтовых расплавов в объеме до 23%. Представление о меймечите как потенциальном источнике базальтоидных расплавов подтверждается, согласно А.В. Соболеву (1983 г.), наличием в минералах меймечитов расплавных включений и стекол с содержанием MgO от 20% до 13%, богатых кальцием, титаном, щелочами, и в нормативном составе которых присутствуют монтчеллит, нефелин, лейцит. В результате расчетов по распределению породообразующих окислов, проводимых ранее, устанавливается, что при выплавлении из меймечита щелочного оливин-базальтового или щелочно-базальтоидного расплава в объеме до 30% образуется лишенный щелочей, а иногда и алюминия, тугоплавкий остаток, тождественный по химизму оливинитам этой провинции. Расчеты также показывают, что средние содержания редких элементов (Th, La, Ce, Nb, Zr, Rb, Sr, Ba) в магмах щелочных оливиновых базальтов достигаются при 10–15%-ном или 12–18%-ном, в щелочных базальтоидах 3–13%-ном или 3–14%-ном, в пикритовых порфиритах 12–24%-ном или 9–25%-ном и в меймечитах с максимальными содержаниями редких элементов (ан. 36, табл. 16) при 30–40%-ном плавлении мантийного источника состава примитивного меймечита.

Рассмотрим возможность применения этой модели к генезису Маймеча-Котуйской вулканической провинции с учетом особенностей ее состава и геологического строения. Геологоструктурное положение провинции — приуроченность к периферии платформы и сопряженность с герцинской складчатой областью Таймыра — создало благоприятные условия для образования в результате проработки глубинными флюидами обогащенной редкими элементами (на уровне концентрации в примитивных меймечитах) мантии. Первая стадия селективного плавления (в объеме ~ 7–10%)

мантийного субстрата привела к образованию магматических расплавов состава преимущественно мелилитсодержащих щелочных базальтоидов, реже пикритовых порфиритов (арыджангская свита) и в связи с этим к понижению концентраций редких элементов в мантийном источнике до уровня гранатовых лерцолитов. Вторая стадия более интенсивного (в объеме ~ 20–25%) плавления обедненного мантийного источника привела к формированию мощной толщи толеитовых базальтов (коготокская свита); на заключительных этапах с изменением степени плавления и, возможно, перемещением зоны плавления на большие глубины образовывалась магма типа примитивных меймечитов, которые кристаллизовались на глубине, что привело к повторному обогащению мантийного субстрата. И, наконец, третья стадия плавления была менее интенсивной по сравнению со второй (в объеме ~ 7–10%), локализовалась на меньшей площади, чем первые две, и в начале стадии привела к генерации магм щелочных базальтоидов, а в конце стадии при повышении степени плавления (10–15%-ном) — щелочных оливиновых базальтов (дельканская свита). Образование магм меймечитового состава с различным содержанием редких элементов связывается с самостоятельной стадией, которая проявилась, вероятно, после более длительного перерыва на еще более ограниченном пространстве.

Модели фракционной кристаллизации и условия образования дифференцированных серий

Выше отмечалось, что щелочные базальты, трахибазальты, трахиандезитобазальты, трахиандезиты и трахиты по величине M , содержанию MgO и ряду геохимических параметров должны рассматриваться как дифференциаты щелочной оливин-базальтовой магмы. Одним из основополагающих признаков формирования дифференцированных серий путем кристаллизации минеральных фаз в условиях умеренных и низких давлений является определенное соотношение объемов пород: последовательное уменьшение объема пород по мере увеличения их кремнекислотности. Приближенные подсчеты мощностей главных петрографических типов пород в разрезе Маймеча-Котуйской вулканической ассоциации показывают преобладание толеитовых базальтов и бесполовошпатовых щелочных базальтоидов при подчиненном развитии полевошпатовых базальтоидов, щелочных оливиновых базальтов, щелочных базальтов, трахибазальтов, еще меньшем — трахиандезитобазальтов, трахибазальтов и ничтожном (менее 0,1%) — трахитов и трахилипаритов, по Л.Н. Леонтьеву и др. (1965 г.). Меймечиты и пикритовые порфириты составляют не более 7–8% общей мощности разреза.

По температурам ликвидуса, содержанию кремнезема и щелочей среди пород ассоциации могут быть выделены две серии: 1) меймечиты—пикритовые порфириты—оливиновые мелилититы, оливиновые нефелиниты; 2) меймечиты—пикритовые порфириты—щелочные оливиновые базальты—щелочные базальты—трахиандезитобазальты—трахиандезиты—трахиты. Тезис о происхождении пород этих серий посредством механизма кристаллизационной дифференциации был проверен путем математического моделирования на основе баланса масс по методу наименьших квадратов на

ЭВМ ЕС-1033 В.А. Соловьевым по программе "Минерал", составленной А.И. Шапкиным (ГЕОХИ АН СССР). При расчетах модели фракционирования брались соседние в указанных сериях породы. За исходный принимался состав породы с меньшим содержанием кремнезема и щелочей, а с более высоким содержанием этих окислов — за дочерний. Изменение химизма первичного (исходного) расплава было обусловлено выделением различных количеств минералов-вкрапленников, реально присутствующих в породе. Так как мы располагали данными по химическому составу только для ограниченного числа минералов-вкрапленников из пород ассоциации, а именно оливина (меймечиты), клинопироксена (пикритовые порфириды, щелочные оливиновые базальты, щелочные базальтоиды), дополнительные сведения по химизму минералов-вкрапленников — оливина (трахибазальты, трахиандезиты), амфибола, биотита и магнетита — были заимствованы нами из однотипных пород (близкого минерального и химического состава) других ассоциаций. Возможно, что привлечение литературного материала послужило причиной наблюдаемых в отдельных случаях погрешностей в расчетах, а именно: сумма квадратичных невязок, т.е. показателя величины ошибки при расчетах по петрогенным окислам, значительно превышала единицу (удовлетворительными считаются расчеты, при которых сумма квадратичных невязок меньше единицы). Это является основанием рассматривать проведенное моделирование как приближенно количественное. Результаты расчетов процессов кристаллизационной дифференциации показывают, что расплавы пикритовых порфиритов образуются при выделении из меймечитов 52% оливина, а расплавы оливинового мелилитита и оливинового нефелинита — при выделении из пикритового порфирита 27–36% оливина или 40–43% оливина и клинопироксена (табл. 18). При этом магмы бесполовошпатовых щелочных базальтоидов составляют около 27–35% объема исходной меймечитовой.

Эволюция химизма остаточных магм в серии определяется кристаллизацией на ранних стадиях оливина и клинопироксена, на средних — преимущественно клинопироксена, на поздних — клинопироксена, плагиоклаза, амфибола, биотита и рудного минерала. Следует отметить, что количество остаточного расплава трахитов составляет около 6% от исходного меймечитового или же около 25% от щелочного оливин-базальтового, что существенно превышает наблюдаемое распространение трахитов в разрезе и значительно выше объемов (2–3%) этих пород, образующихся при кристаллизационной дифференциации базальтовых магм. Можно допустить, что главной причиной различий между вычисленными и наблюдаемыми количествами трахитов является, как отмечалось выше, неполная идентичность химических составов минералов (плагиоклаза, амфибола, биотита, магнетита), используемых в расчетах, и реальных минералов-вкрапленников пород. К числу других причин могут быть отнесены и такие, как невключение в модель фракционирования трахибазальтов, несомненно* принадлежащих к этой серии, повышенная основность щелочных оливиновых базальтов, неучет фракционирования таких акцессорных минералов, как шпинель, перовскит, апатит. Однако нельзя исключить и того, что больший объем трахитовой магмы не достигал поверхности, образуя субвулканические тела.

Таблица 18

Среднее содержание редких элементов (расчетное и аналитическое, в г/т) в вулканических породах Маймеча-Котуйской провинции

Порода	Количество выделяемой твердой фазы, %		La	Ce	Sm	Eu	Yb
1	2	3	4	5	6	7	
Меймечит-пикритовый порфирит	Ol	52	77 (98)	167 (180)	15 (11)	4,4 (2,8)	2,37 (1,22)
Пикритовый порфирит	Ol	27	129 (170)	238 (300)	14,5 (17)	3,7 (4,0)	1,6 (1,9)
Порфирит-оливиновый	Ol	27	154 (170)	291 (300)	18 (17)	4,6 (4,0)	2,0 (1,9)
мелилитит	Срх	13					
Пикритовый порфирит	Ol	36	153 (160)	281 (280)	17 (17)	4,4 (4,7)	1,9 (2,2)
оливиновый нефелинит	Ol	36	167 (160)	316 (280)	19 (17)	4,9 (4,7)	2,1 (2,2)
	Срх	7					
Пикритовый порфирит	Ol	37	157 (79)	289 (153)	17,8 (14,3)	4,5 (4,4)	2,0 (2,6)
щелочной оливиновый базальт	Ol	35	194 (79)	351 (153)	22 (14,3)	5,5 (4,4)	2,4 (2,6)
	Срх	15					
Щелочной оливиновый базальт	Ol	6	87 (130)	169 (260)	—	4,7 (8,1)	—
базальт-щелочной базальт	Ol	5					
	Срх	5	89 (130)	175 (260)	—	4,8 (8,1)	—
	Срх	9	88 (130)	173 (260)	14 (26)	4,8 (8,1)	2,6 (3,2)
Щелочной базальт-трахиандезитобазальт	Ol	3					
	Срх	17	165 (130)	327 (240)	—	9,5 (6,9)	—
Трахиандезитобазальт-трахиандезит	Pl	5					
	Срх	12	152 (140)	272 (250)	24 (23)	7,3 (7,5)	4,0 (5,3)
Трахиандезит-трахит	Pl	9					
	Amf	24	181 (170)	297 (285)	22,7 (22,5)	7,2 (6,3)	5,9 (5,9)
	Pl	21					
	Вг	15	192 (170)	286 (285)	26 (22,5)	8,3 (6,3)	5,8 (5,9)

Таблица 18 (окончание)

Порода	Количество вы- деляемой твер- дой фазы, %		Rb	Ba	Sr	Sc	Zr	Co	Cr
1	2	8	9	10	11	12	13	14	
Меймечит- пикритовый порфирит	<i>OI</i>	52	33 (39)	400 (605)	800 (1300)	34 (40)	340 (270)	51 (91)	5420 (1370)
Пикритовый порфирит— оливиновый мелилитит	<i>OI</i>	27	51 (150)	800 (840)	1720 (3500)	50 (30)	355 (360)	66 (72)	1710 (580)
	<i>OI</i>	27	62 (150)	960 (840)	2100 (3500)	55 (30)	430 (360)	41 (72)	1115 (580)
	<i>Srx</i>	13							
Пикритовый порфирит— оливиновый нефелинит	<i>OI</i>	36	60 (43)	940 (1010)	2000 (1900)	57 (36)	420 (450)	54 (64)	1960 (340)
	<i>OI</i>	36	67 (43)	1020 (1010)	2280 (1900)	60 (36)	460 (450)	55 (64)	1510 (340)
	<i>Srx</i>	7							
Пикритовый порфирит— щелочной оливиновый базальт	<i>OI</i>	37	62 (45)	960 (1020)	2098 (1200)	59 (32)	430 (380)	52 (56)	2030 (380)
	<i>OI</i>	35	80 (45)	1210 (1020)	2680 (1200)	65 (32)	543 (380)	55 (56)	512 (380)
	<i>Srx</i>	15							
Щелочной оливиновый базальт— щелочной базальт	<i>OI</i>	6	49 (58)	1110 (1100)	1326 (2000)	32 (22)	420 (730)	47 (39)	356 (34)
	<i>OI</i>	5							
	<i>Srx</i>	5	51 (58)	1140 (1100)	1260 (2000)	31 (22)	430 (730)	47 (39)	176 (34)
	<i>Srx</i>	9	46 (58)	1140 (1100)	1370 (2000)	31 (22)	420 (730)	52 (39)	92 (34)
Щелочной базальт— трахианде- зитобазальт	<i>OI</i>	3							
	<i>Srx</i>	17	68 (48)	1400 (840)	2500 (1400)	20 (11)	900 (590)	39 (31)	10,5 (10)
Трахианде- зитобазальт— трахиандезит	<i>Pl</i>	5							
	<i>Srx</i>	12	62 (81)	1042 (2300)	1394 (1200)	7,6 (7,8)	—	—	—
Трахианде- зит—трахит	<i>Pl</i>	9							
	<i>Amf</i>	24	—	—	—	—	—	—	—
	<i>Pl</i>	21							
	<i>Вг</i>	15	83 (160)	640 (1500)	—	1,1 (6,4)	—	—	—

П р и м е ч а н и е. *Pl* — плагиоклаз, *OI* — оливин, *Srx* — клинопироксен, *Вг* — биотит, *Amf* — амфибол. В скобках приведены аналитические значения.

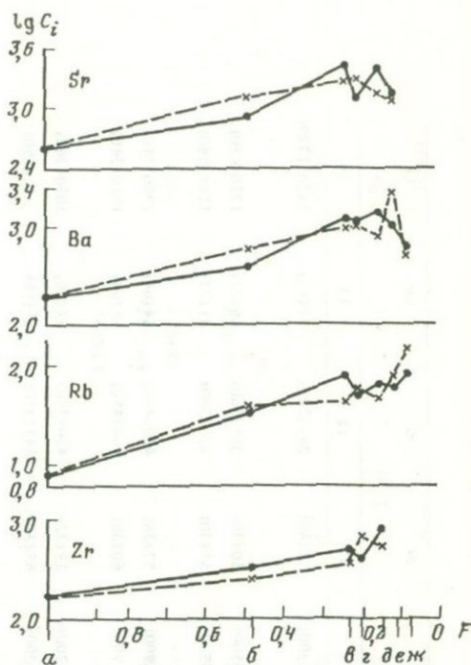
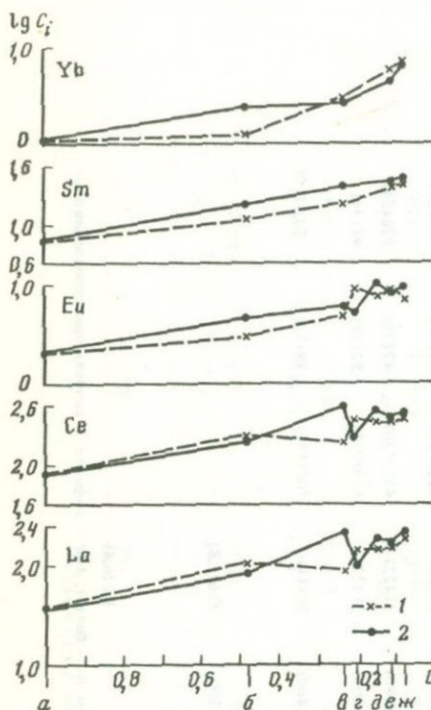


Рис. 30. Диаграммы сопоставления расчетных и аналитических содержаний (C_i) РВЭ в вулканических породах Маймеча-Котуйской ассоциации

1 — аналитические; 2 — расчетные; F — доля остаточного расплава; а — меймечит, б — пикритовый порфирит, в — щелочной оливиновый базальт, г — щелочной базальт, д — трахизандезитобазальт, е — трахизандезит, ж — трахит

Рис. 31. Сопоставление расчетных и аналитических содержаний Sr, Ba, Rb, Zr в вулканических породах Маймеча-Котуйской ассоциации

Условные обозначения те же, что и на рис. 30

Модели фракционной кристаллизации, основанные на распределениях петрогенных окислов, были проведены с помощью изучения распределения в моделируемых породах элементов-примесей, которое протекает по закону Рэлея (равновесие расплава с поверхностью кристалла) и описывается уравнением $C^l = C^0 F^{K-1}$, где C^0 — содержание элемента в исходном расплаве; C^l — содержание элемента в дифференциате; F — доля остаточного расплава; K — комбинированный коэффициент распределения: $K = \sum X_i K_i$; X_i — пропорции минералов в кристаллическом осадке ($\sum X_i = 1$); K_i — коэффициент распределения элемента для отдельного минерала. При расчетах распределения элементов-примесей в породах по указанному выше уравнению величины F и X_i соответствовали тем, которые были получены при модельных расчетах дифференциации по петрогенным окислам. Коэффициенты распределения элементов-примесей взяты по данным Л.Н. Когарко и др. (1980 г.), Х. Хигуши и Х. Нагасава (1969 г.), А.И. Ирвинга (1978 г.), Н. Онума и др. (1981 г.). В се-

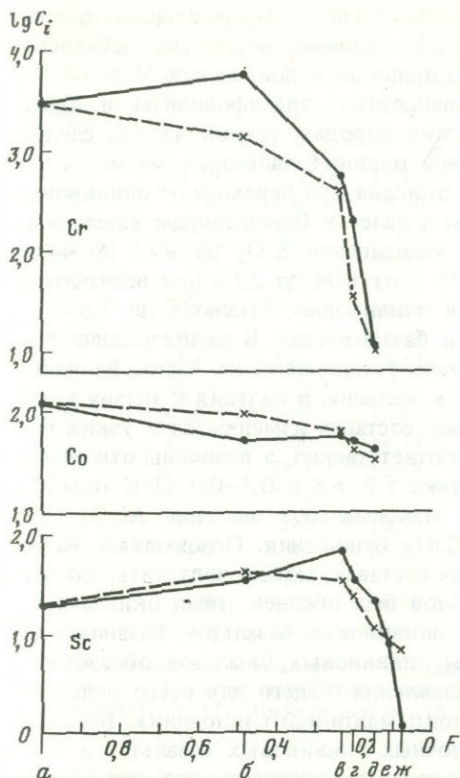


Рис. 32. Сопоставление расчетных и аналитических содержаний Sc, Co, Cr в вулканических породах Маймеча-Котуйской ассоциации

Условные обозначения те же, что и на рис. 30

рии меймечит—пикритовый порфирит—оливиновый мелилитит (оливиновый нефелинит) отмечается вполне удовлетворительная сходимость реальных и расчетных средних содержаний PЗЭ, Rb, Zr, Ba, Sc, Co при кристаллизации оливина (первая пара), оливина или оливина и клинопироксена (вторые пары) (см. табл. 18). Сходимость по Sr и особенно Cr значительно ниже по сравнению с элементами, указанными выше, что, вероятно, связано с не вполне корректным подбором коэффициентов распределения для этих элементов. В серии меймечит—трахит при переходе от пикритовых порфиритов к щелочным оливиновым базальтам и далее к щелочным базальтам отмечаются различия в рассчитанных и реальных со-

держаниях Sr и удовлетворительное совпадение Yb, Rb, Ba при отсутствии общей закономерности для La, Ce, Sm, Eu, Zr, Co, Cr (рис. 30–32). На средних и заключительных стадиях процесса фракционирования устанавливается вполне удовлетворительная сопоставимость содержаний La, Ce, Sm, Eu, Yb, Rb, Co. Для стронция различия в рассчитанных и реальных средних содержаниях в ряду трахиандезитобазальт—трахиандезит не отмечаются, а для бария — существенны (табл. 18, рис. 31). Несмотря на отсутствие, как уже отмечалось, прямых данных по коэффициентам распределения, используемых при моделировании, следует считать, что в целом соответствие рассчитанных и реальных средних содержаний является вполне удовлетворительным и свидетельствует о достоверности ведущей роли процесса фракционной кристаллизации при генезисе пород ассоциации.

Особенности химизма первичных, слабо дифференцированных и дифференцированных магм ассоциации Прибайкалья

Величина M большей части оливиновых и щелочных оливиновых базальтов, базанитоидов и щелочных базанитоидов Прибайкалья изменяется от 51 до 61, содержание MgO — от 7,9% до 9,5%, а никеля — от 117 г/т до 175 г/т, что дает основание рассматривать эти породы, за исключением щелочных базанитоидов с M равным 64–66, как слабо дифференциро-

ванные, которые подверглись ограниченной дифференциации посредством выделения 7–16%, реже 20–23% оливина, поскольку добавление указанных количеств этого минерала приводит к повышению М до 65–69. Трахибазальты, муджириты, трахиандезиты, трахифонолиты и трахиты, основываясь на величине М в этих породах, равной 43–18, следует относить к дифференциатам щелочной оливин-базальтовой магмы. Средние содержания порообразующих окислов при переходе от оливиновых к щелочным оливиновым базальтам и далее к базанитоидам (щелочным базанитоидам) свидетельствуют об уменьшении SiO_2 от 49,7 до 44,6% и увеличении Na_2O от 3 до 5%, K_2O — от 1,04 до 2,1% при незначительном повышении TiO_2 — от 1,98% в оливиновых базальтах до 2,6–2,3% в щелочных оливиновых базальтах и базанитоидах. В распределении других окислов никакой закономерности установлено не было. Величины отношений кремнезема и алюминия к кальцию и кальция к титану в первичных и слабо дифференцированных составах изменяются в узких пределах: 5,1–6,0; 1,4–1,7 и 3,1–4,5 соответственно, а величины отношений алюминия и калия к титану составляют 5,2–6,8 и 0,5–0,9. При этом для оливиновых базальтов характерны максимальное значение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ отношения и минимальное — $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ отношения. Основываясь на содержании титана и калия в первичных составах, можно допустить, что мантийный источник оливиновых базальтов был обеднен этими окислами по сравнению с источником щелочных оливиновых базальтов, базанитоидов или же, что более вероятно, магмы оливиновых базальтов образовывались при более высоких степенях плавления общего для всего ряда оливиновый базальт–щелочной базанитоид мантийного источника. Величина калий-титанового отношения в щелочных оливиновых базальтах и базанитоидах составляет 0,7–0,9 и позволяет предполагать, что при образовании магматических расплавов этих пород главной, переходящей в расплав калий- и титансодержащей фазой был, вероятно, флогопит, при выплавлении магм оливиновых базальтов преимущественным вхождением в расплав по сравнению с флогопитом могли пользоваться такие титансодержащие фазы, как керсутит и ильменит.

В отличие от слабо дифференцированных пород в ряду трахибазальт–муджирит–трахиандезит–трахифонолит–трахит отмечается последовательное увеличение содержания SiO_2 , щелочей и уменьшение — Mg , CaO , TiO_2 . Абсолютные значения величин SiO_2/CaO , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ отношений, за исключением трахибазальтов, являются более высокими по сравнению с таковыми в первичных и слабо дифференцированных породах.

Распределение редких и малых элементов в породах

Химический состав вулканических пород Прибайкалья и распределение в них редких элементов приведены в табл. 19, 20.

В породах первичного и слабо дифференцированного состава наибольшие колебания содержаний элементов-примесей в пределах одного типа пород характерны для щелочных базанитоидов, однако и в этом случае они изменяются не более чем в 3 раза. Из рассматриваемых элементов максимальные вариации содержаний свойственны Nb, Ta, Rb — в оливи-

Таблица 19

Химический состав (в мас.%) вулканических пород Прибайкалья

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	48,36	2,32	12,10	2,72	10,34	0,16	8,56
2	51,00	1,65	14,00	2,00	10,34	0,14	7,20
3	49,30	2,52	13,60	1,00	10,50	0,15	8,48
4	48,20	2,75	13,86	2,41	9,90	0,16	7,76
5	45,26	1,70	12,72	9,93	4,24	0,14	10,40
6	47,20	2,70	12,84	4,16	8,70	0,16	8,52
7	44,80	2,15	13,53	11,72	2,44	0,14	8,16
8	45,50	2,60	13,43	6,27	7,00	0,16	6,24
9	42,74	2,22	11,42	6,87	6,46	0,16	11,81
10	42,82	2,05	10,89	6,29	7,54	0,14	10,36
11	44,87	2,00	14,34	6,76	5,75	0,13	10,59
12	46,77	2,69	16,84	4,20	8,04	0,14	5,99
13	48,30	3,40	13,17	9,70	2,87	0,14	4,52
14	51,86	1,40	20,50	2,89	5,39	0,13	1,92
15	55,42	1,04	16,72	4,28	3,23	0,06	2,30
16	57,57	0,67	19,21	2,60	3,38	0,13	0,60
17	58,04	0,73	16,70	4,33	1,87	0,05	2,40
18	61,02	0,33	15,49	4,42	1,80	0,09	0,94

1, 2 — оливиновые базальты; 3, 4 — щелочные оливиновые базальты; 5, 6 — базанитоиды; 7—12 — щелочные базанитоиды; 13 — трахибазальт; 14 — муджирит; 15 — трахиандезит; 16, 17 — трахифонолиты; 18 — трахит.

Номер анализа	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Σ
1	8,84	3,15	1,22	0,47	0,24	0,26	99,67
2	8,62	2,88	0,86	0,28	0,34	0,36	99,69
3	8,34	3,50	1,70	0,47	0,03	0,24	99,83
4	7,80	3,76	2,00	0,67	0,10	0,45	99,65
5	9,67	3,60	1,59	—	0,04	1,20	100,35
6	8,67	3,10	1,67	0,58	0,56	0,88	99,83
7	7,62	5,40	3,00	0,80	—	0,36	100,17
8	7,34	5,65	3,11	1,04	0,20	0,80	99,89
9	10,48	4,26	1,86	0,60	0,12	0,88	99,88
10	10,18	5,73	0,95	0,85	0,68	1,56	100,03
11	9,08	4,50	1,78	—	—	0,50	100,3
12	9,07	4,50	1,77	—	—	0,25	100,26
13	8,00	3,51	2,33	2,00	0,46	0,54	99,84
14	7,27	5,70	2,53	—	—	0,83	100,42
15	5,67	6,07	3,73	0,20	0,06	0,92	99,70
16	3,57	6,99	4,80	—	—	0,97	100,49
17	4,07	5,97	4,53	0,23	0,26	0,74	99,92
18	2,33	7,52	5,30	—	0,22	0,36	99,82

Таблица 20

Содержание элементов-примесей (в г/т) в вулканических породах Прибайкалья

Номер анализа*	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Rb	Ba
1	17	40	6,9	3,0	0,95	1,7	0,40	30	370
2	13	35	5,3	2,7	0,82	1,6	0,27	16	240
3	20	42	6,0	2,3	0,64	1,5	0,31	18	460
4	23	57	7,6	3,3	1,1	2,0	0,29	26	390
5	32	62	6,3	2,0	0,96	2,6	0,38	19	630
6	31	78	7,7	3,6	0,95	1,8	0,27	28	490
7	36	70	8,0	3,8	0,97	1,1	0,19	30	640
8	44	110	10	4,1	1,2	1,3	0,25	40	610
9	56	95	8,4	2,5	1,1	2,5	0,49	37	800
10	74	125	10	3,0	1,0	2,6	0,29	58	1000
11	41	73	6,8	2,1	1,2	2,8	0,34	22	800
12	37	70	7,3	2,4	1,2	2,2	0,29	31	800
13	77	180	18	5,8	1,2	1,6	0,35	47	1900
14	51	89	8,2	2,9	0,96	2,4	0,32	36	1200
15	47	80	6,3	2,1	0,88	2,5	0,46	46	1300
16	60	91	6,5	2,4	0,98	3,3	0,37	56	3000
17	45	76	6,0	2,0	0,88	2,8	0,36	64	1400
18	110	180	11	0,70	1,8	7,8	0,96	170	130

*Номера анализов соответствуют номерам в табл. 20.

Номер анализа*	Sr	Th	Sc	Hf	Zr	Nb	Ta	Co	Cr	Ni
1	580	2,4	28	4,0	180	20	1,2	55	315	161
2	410	2,0	27	3,3	120	7	0,55	50	250	190
3	620	1,8	22	3,8	160	14	1,2	53	260	160
4	780	3,0	20	4,7	190	28	1,9	40	180	130
5	610	1,4	28	3,9	140	27	1,7	58	160	150
6	690	3,1	23	4,7	210	31	1,7	49	290	160
7	940	5,9	16	5,2	230	45	2,9	54	140	140
8	1200	3,7	14	6,9	270	41	3,3	45	98	130
9	920	5,8	30	4,6	220	56	3,4	60	180	160
10	980	6,8	24	5,2	270	66	4,3	53	140	110
11	910	3,5	23	3,9	190	35	2,6	56	130	130
12	890	3,4	20	5,1	240	33	2,7	45	80	35
13	1600	7,9	17	8,5	410	9	0,89	34	88	82
14	1100	5,0	9,1	6,2	300	40	2,5	17	10	12
15	500	6,1	7,4	5,8	260	49	2,8	12	28	5
16	190	7,3	4,1	8,2	420	59	4,0	4,2	50	2
17	410	6,1	5,4	6,9	390	57	3,1	8,0	30	5
18	25	28	2,2	20	1000	170	10	2,1	9	2

новых базальтах, Nb, Th, Ta — в щелочных оливиновых базальтах, Th, Eu, Rb, Zr — в базанитоидах и Th, La, Rb, Hf — в щелочных базанитоидах. Максимальные вариации концентраций тория в большей части пород первичного и слабо дифференцированного составов позволяют рассматривать этот элемент как наиболее несовместимый и по аналогии с породами вулканических ассоциаций Маймеча-Котуйской провинции в Голулулу принять его как реперный при геохимическом анализе. В первичных и слабо дифференцированных породах устанавливается прямая корреляционная связь между Sr, Nb, Ta, Zr, La, Ce, с одной стороны, и Th — с другой (см. рис. 26–28, 30); подобная зависимость характерна и для Rb, Nb, Ta, Zr, Hf, La, Ce, и для ассоциации в целом (см. рис. 25–27, 29). Отмечается также прямая корреляционная зависимость между Nb и Ta, Zr и Hf (см. рис. 28), Nb и Zr.

Не устанавливается корреляция между калием и рубидием, а величина K/Rb отношения изменяется от 375 (оливиновые базальты) до 697 (щелочные оливиновые базальты). Для последних также характерно повышенное значение величины K/Ba отношения [36], в базанитоидах и щелочных базанитоидах эта величина снижается до 24–22 соответственно. Анализ средних содержаний элементов-примесей в слабо дифференцированных породах показывает, что концентрации Sr, Zr, Hf, Ba, Nb, Ta повышаются при переходе от оливиновых базальтов к щелочным оливиновым базальтам, базанитоидам и щелочным базанитоидам, особенно четко это выражено для трех последних; в распределении тория прослеживается та же тенденция, но базанитоиды по содержанию этого элемента не отличаются от оливиновых базальтов. В трех первых членах рассматриваемого ряда содержания рубидия близки, а щелочные базанитоиды обогащены им. Максимальные содержания Sc, Ni, Cr свойственны оливиновым базальтам при равном количестве кобальта во всех типах первичных и слабо дифференцированных пород.

РЗЭ по характеру распределения в рассматриваемых породах могут быть разделены на три группы: 1) лантан-цериевую, где концентрации La и Ce существенно повышаются при переходе от оливиновых базальтов к щелочным базанитоидам; 2) самарий-тербий-иттербиевую, где распределению Sm, Tb, Yb свойствен тот же тренд, однако интенсивность накопления этих элементов по сравнению с лантаном и церием ниже; 3) европий-лютециевую, где концентрации Eu и Lu остаются постоянными при изменении химического состава пород. Величины отношений La/Sm и La/Yb последовательно возрастают в указанном ряду, что подчеркивает более быстрое накопление легких лантаноидов по сравнению со средними и тяжелыми. Следует отметить, что величина La/Yb отношения в щелочных базанитоидах отвечает таковой в магматических расплавах, генерация которых протекает в условиях равновесия с гранатом [39]. Таким образом, в ряду оливиновый базальт–щелочной оливиновый базальт–базанитоид–щелочной базанитоид происходит общее увеличение концентраций редких элементов при различной интенсивности накопления. Судя по величине отношения содержание в щелочном базанитоиде–содержание в оливиновом базальте, величины которых приведены ниже в скобках, понижение интенсивности накопления отмечается в следующей последовательности: Ta(3,7), Nb(3,4), La(3,2), Ba, Ce(2,5), Th(2,2),

Sr(2,0), Rb, Zr(1,6), Hf, Sm(1,4), Tb, Yb (1,3). Отношение содержаний элементов для пар щелочной оливиновый базальт—оливиновый базальт, базанитоид—щелочной оливиновый базальт, щелочной базанитоид—базанитоид оказываются достаточно близкими практически для всех рассматриваемых элементов. Это позволяет допустить, что образование магм указанных пород происходило из единого мантийного источника и связано с одними и теми же процессами, которые приводили, как отмечалось выше, к перераспределению кремнезема, титана, щелочей и некогерентных элементов.

В дифференцированных лавах распределение элементов-примесей оказывается более сложным. Прежде всего трудно объяснить исходя из петрографического и петрохимического состава повышенное содержание некогерентных элементов в трахибазальте, в котором количество PЗЭ, за исключением Yb и Lu, Zr, Hf, Th, выше, чем в муджиритах, трахиандезитах, трахифонолитах, Rb, Ba, чем в первых двух, при резком обеднении этой породы Nb и Ta по сравнению с другими типами. В ряду муджириты—трахиандезиты—трахифонолиты при близком содержании PЗЭ увеличиваются концентрации Rb, Ba, Hf, Nb, Ta, Th и величина La/Sm отношения и уменьшаются — Sr и величина La/Yb отношения. Величины K/Ba и K/Rb отношений имеют максимум в трахиандезитах. Трахиты по сравнению с муджиритами, трахиандезитами и трахифонолитами обогащены в 2–2,7 раза PЗЭ, в 2,5–4,2 раза соответственно Rb, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, но в 3, в 12 и в 17 соответственно раз обеднены Eu, Sr, Ba. В дифференцированной серии трахибазальт—трахит отмечается последовательное уменьшение Sc, Co, Ni, в изменении хрома каких-либо тенденций не отмечается.

Сравнение содержаний элементов-примесей в породах слабо дифференцированной и дифференцированной серий показывает, что щелочные базальтоиды по PЗЭ близки породам ряда муджирит—трахифонолит, а по Rb, Sr, Zr, Hf, Nb, Ta, Th — муджиритам и трахиандезитам, но обеднены Ba и обогащены Sc, Co, особенно сильно Ni, Cr.

Химический состав и редкие элементы в мантийных включениях и минералах высоких давлений

Мантийные включения являются неотъемлемой частью щелочных оливиновых базальтов и базанитоидов Прибайкалья. Наиболее распространенным типом включений являются шпинелевые лерцолиты с количественным соотношением парагенезиса минералов: оливин > ортопироксена > клинопироксена > шпинели при подчиненном развитии ортопироксенов, верлитов, гарцбургитов, шпинелевых вебстеритов [18]. Отмечаются также редкие находки пироповых лерцолитов (Волянюк и др., 1976 г.). Среди родственных (гомеогенных) включений А.И. Киселевым с соавторами выделены шпинелевые верлиты и клинопироксениты, реже керсутит-клинопироксен-оливиновые и керсутит-клинопироксен-плагноклазовые породы, плагноклазовые верлиты, верлиты. Изученные нами глубинные включения по минеральному составу относятся к лерцолитовой и верлитовой сериям по Х. Куно (1972 г.). В первую входят шпинелевые лерцолиты, гарцбургиты, ортопироксениты, оливиновые вебстериты и вебсте-

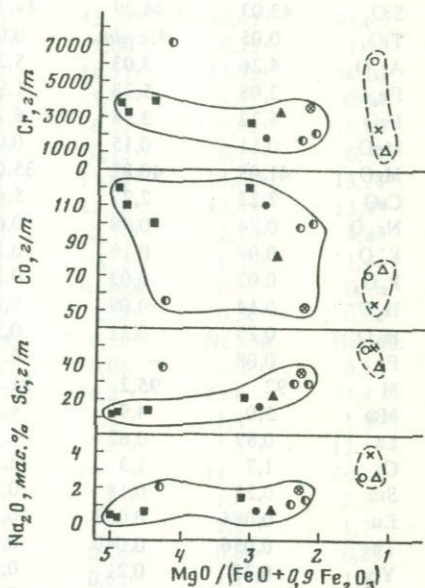
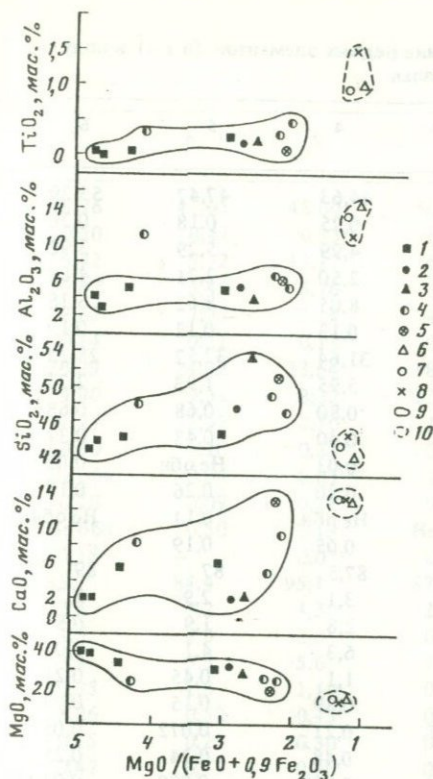


Рис. 33. Распределение TiO_2 , Al_2O_3 , SiO_2 , CaO , MgO относительно $\text{MgO} / (\text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3)$ в глубинных включениях Прибайкалья

1 — шпинелевые лерцолиты; 2 — гарцбургиты; 3 — ортопироксениты; 4 — оливинные вебстериты; 5 — вебстериты; 6 — клинопироксениты; 7 — плагиоклазовые верлиты; 8 — плагиоклаз-амфиболовые верлиты; 9 — лерцитовая серия; 10 — верлитовая серия

Рис. 34. Распределение Na_2O , Cr , Co , Sc относительно $\text{MgO} / (\text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3)$ в глубинных включениях Прибайкалья

Условные обозначения те же, что и на рис. 33

риты, во вторую — клинопироксениты, плагиоклазовые и плагиоклаз-амфиболовые верлиты (табл. 21). По величине магнезиево-железистого индекса ($\text{МФ} = \text{MgO} / (\text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3)$) в лерцолитовой серии намечаются два типа: 1) с МФ 5–4,3 — шпинелевые лерцолиты и низкожелезистый оливинный вебстерит (обр. К-81) и 2) с МФ 3,1–2,2 — шпинелевый лерцолит (обр. К-256), гарцбургит, ортопироксенит, оливинные вебстериты и вебстерит. Каких-либо трендов в содержании петрогенных окислов относительно МФ в нодулях лерцолитовой серии не устанавливается (рис. 33, 34), что не позволяет интерпретировать эти породы как ряд последовательных тугоплавких остаточных составов после разных степеней селективного плавления мантийного источника. Величина МФ в породах верлитовой серии составляет 1,2–1,4. Таким образом, по величине МФ среди включе-

Таблица 21

Химические составы (в мас.%) и содержание редких элементов (в г/т) в нодулах лерцолитовой и верлитовой серий Прибайкалья

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	43,03	44,29	44,34	44,63	47,47	53,29
TiO ₂	0,05	He обн.	0,07	0,25	0,18	0,20
Al ₂ O ₃	4,26	3,03	5,27	4,99	5,29	3,92
Fe ₂ O ₃	2,08	5,33	1,90	2,50	2,71	4,88
FeO	6,32	3,58	6,11	8,05	8,62	6,18
MnO	0,11	0,15	0,09	0,13	0,12	0,19
MgO	41,09	40,82	35,60	31,64	32,52	28,25
CaO	2,23	2,27	5,60	5,95	1,93	2,25
Na ₂ O	0,54	0,48	0,68	0,80	0,68	0,68
K ₂ O	0,08	0,19	0,12	0,40	0,43	0,32
P ₂ O ₅	0,07	0,03	0,12	0,03	He обн.	0,02
H ₂ O ⁻	0,14	0,09	0,14	0,30	0,26	0,13
H ₂ O ⁺	0,25	0,21	0,31	He обн.	0,11	He обн.
F	0,08	—	0,13	0,05	0,19	—
M	92	95,2	91,2	87,5	87	89
MФ	5,0	4,9	4,5	3,1	2,9	2,7
La	0,89	0,62	1,1	2,8	1,9	0,8
Ce	1,7	1,3	2,3	6,3	4,1	2,0
Sm	0,25	0,14	0,34	1,1	0,45	0,21
Eu	0,084	0,062	0,11	0,39	0,15	0,09
Tb	0,056	0,040	0,087	0,21	0,072	0,057
Yb	0,23	0,21	0,32	0,48	0,24	0,25
Lu	0,043	0,030	0,054	0,075	0,039	0,040
Rb	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	<30	<30	<30	87	<30	<30
Ba	90	88	87	74	140	90
Zr	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Hf	< 0,8	< 0,8	< 0,8	< 0,8	< 0,8	< 0,8
Nb	<20	<20	52	40	<20	<20
Ta	< 0,06	0,4	< 0,06	0,15	< 0,06	0,4
Sc	12	13	14	22	16	22
Co	120	110	100	120	110	81
Cr	2700	2300	2900	1700	820	2230
La/Yb	3,9	2,9	3,4	5,8	7,9	3 2
La/Sm	3,5	4,4	3,2	2,5	4,2	3,8
K/Ba	7,3	18,1	11,5	44,6	25,5	29,9

Примечание. Шпинелевые лерцолиты: 1 (обр. К-47), 2 (обр. К-293), 3 (обр. К-57); 4 (обр. К-256); гаршбургиты: 5 (обр. К-236); ортопироксениты: 6 (обр. К-171); оливиновые вебстериты: 7 (обр. К-87), 8 (обр. К-207), 9 (обр. К-81); вебстериты: 10 (обр. К-75); клинопироксениты: 11 (обр. К-80); плагиоклазовые верлиты: 12 (обр. К-265); плагиоклаз-амфиболовые верлиты: 13 (обр. К-266).

7	8	9	10	11	12	13
48,76	47,05	48,00	50,90	42,08	43,47	44,56
0,30	0,47	0,33	0,07	1,00	0,95	1,50
6,72	5,32	11,17	6,13	14,51	12,95	11,07
3,82	3,45	3,76	3,84	5,71	5,87	3,64
7,62	7,97	2,14	4,74	6,11	5,01	6,83
0,14	0,21	0,13	0,09	0,13	0,15	0,17
26,29	24,32	23,64	18,95	13,87	14,62	13,21
4,90	9,32	8,32	13,03	13,30	13,48	13,47
1,27	1,35	2,10	1,90	2,70	2,70	4,04
0,30	0,28	0,33	0,12	0,52	0,30	1,41
He обн.	0,04	0,03	0,10	He обн.	0,07	0,16
0,20	0,09	0,28	0,26	0,28	0,36	0,30
He обн.	0,50	0,19	He обн.	0,18	He обн.	He обн.
0,18	—	0,07	0,13	0,05	0,02	0,13
85,7	84,4	95,1	87,6	80,2	83,8	77,4
2,4	2,2	4,3	2,3	1,2	1,4	1,3
1,5	2,3	2,3	0,94	3,5	5,3	12
3,4	5,3	5,6	4,3	10	11	30
0,75	1,3	1,1	0,73	3,4	1,8	5,3
0,26	0,52	0,43	0,49	1,2	1,2	1,7
0,15	0,27	0,30	0,29	0,66	0,64	0,88
0,47	0,77	0,96	0,36	0,82	1,2	1,3
0,073	0,098	0,13	0,044	0,10	0,15	0,17
< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
< 30	53	< 30	< 30	69	230	460
120	160	87	120	81	160	280
< 20	< 20	< 20	< 20	55	50	45
< 0,7	2,0	< 0,8	< 0,8	1,6	< 0,8	3,5
< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
< 0,06	0,4	< 0,06	< 0,06	0,072	0,24	0,92
29	29	38	36	40	49	50
98	100	56	52	75	71	55
760	1120	6200	2500	180	5300	900
3,2	3,0	2,4	2,6	4,3	4,4	9,2
2,0	1,8	2,1	1,3	1,0	2,9	2,3
20,8	14,7	31,4	8,3	53	15,6	41,8

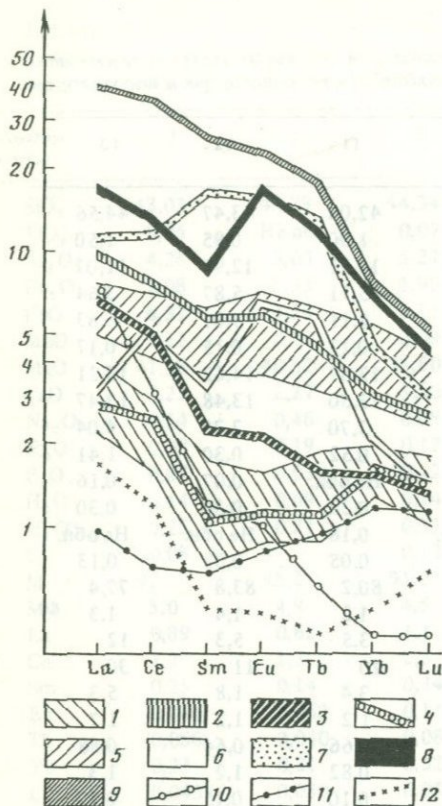


Рис. 35. РЗЭ (нормированные по хондриту) в глубинных включениях Прибайкалья

1 — шпинелевые лерцолиты; 2 — шпинелевый лерцолит К-256; 3 — гарцбургиты; 4 — ортопироксениты; 5 — оливиновые вебстериты; 6 — вебстериты; 7 — клинопироксениты; 8 — плагиоклазовые верлиты; 9 — плагиоклаз-амфиболовые верлиты; 10, 11 — обогащенные и обедненные лерцолиты; 12 — шпинелевый лерцолит (среднее по Оттонело, 1980 г.)

ний выделяются три дискретные группы. Распределение петрогенных окислов, а также Cr, Co, Sc относительно МФ (см. рис. 33, 34) показывает, что породы верлитовой серии по сравнению с лерцолитовой содержат больше титана, алюминия, кальция, натрия, скандия, но меньше кремнезема, магния, кобальта при равных количествах хрома.

Основываясь на петрохимических критериях, принятых для выделения обедненных и обогащенных разновидностей гранатовых лерцолитов, по Р.Х. Никсону и др. (1981 г.), обедненному

типу по величине $M > 91$ и содержанию TiO_2 ($< 0,1\%$) соответствуют только шпинелевые лерцолиты (образцы К-47, К-293, К-57). Однако содержание других петрогенных окислов в них значительно выше, чем это допускается для обедненных разновидностей ($Al_2O_3 < 2\%$, $CaO < 1\%$, $Na_2O < 0,15\%$). Кроме того, величина La/Lu отношения в обедненном типе должна превышать 90, в лерцолитах Прибайкалья она равна 20. Таким образом, глубинные включения ассоциации могут быть отнесены к необедненному типу.

Анализ распределения РЗЭ в изученных включениях (см. табл. 21, рис. 35) показывает, что породам лерцолитовой серии — шпинелевым лерцолитам (за исключением обр. К-256) и ортопироксенитам — свойственны наиболее низкие, гарцбургитам, оливиновым вебстеритам — умеренные, а породам верлитовой серии — высокие содержания, что в целом согласуется с особенностями распределения клинопироксена — основного минерала-концентратора лантаноидов [39]. Породы лерцолитовой и верлитовой серий не отличаются по составу РЗЭ: в большей части включений величина La/Yb отношения изменяется в достаточно узком интервале (2,4—4,4) и только в шпинелевом лерцолите (обр. К-256), гарцбургите и плагиоклаз-амфиболовом верлите (обр. К-266) повышается от 5,8 до 9,2. Изученные включения по отношению содержаний РЗЭ к содержаниям в хондритах могут быть разделены на ряд типов. Первый из них включает

шпинелевые лерцолиты, за исключением обр. К-256, и ортопироксенит. Для этого типа характерно обогащение лантаном и церием в 2–4 раза, содержания средних и тяжелых лантаноидов или выше, но не более чем вдвое, или равны, или даже ниже хондритовых. Состав РЗЭ в этом типе в наибольшей степени соответствует составу ортопироксеновых включений. Ко второму типу принадлежат оливиновые вебстериты с равномерно повышенным (4–7 – легкие, 3–6 – средние и 3–5 – тяжелые) содержанием относительно хондритов, лантаноидов. Эти породы по содержанию и составу РЗЭ соответствуют в первом приближении сочетанию клинопироксена и шпинели. В отличие от них вебстерит имеет два минимума (La, Sm) и максимум (Eu). Переходное положение между первым и вторым типами занимает гарцбургит. Третий тип образуют клинопироксенит и верлиты, которые содержат в 10–40 раз больше легких, в 8–25 средних и в 3–5 тяжелых лантаноидов, чем хондрит. Для плагиоклазового верлита устанавливается четкий минимум (Sm). Шпинелевый лерцолит (обр. К-256) по содержанию легких лантаноидов занимает переходное положение между вторым и третьим типами, а по средним и тяжелым совпадает со вторым. В целом для включений положительная корреляционная связь проявлена только между Yb и Ca. Содержания рублидия во всех включениях ниже предела чувствительности (20 г/т). Судя по значимым величинам, повышенные концентрации стронция свойственны верлитам. Во всех включениях, кроме верлитов, наблюдается преобладание бария над стронцием, что является характерным для включений и других провинций. Значимые содержания ниобия (40–52 г/т) устанавливаются только в отдельных типах шпинелевых лерцолитов, в остальных породах они ниже предела чувствительности (20 г/т). Значимые содержания тантала отмечаются только в верлитах (0,24–0,92 г/т) и шпинелевом лерцолите (0,15 г/т). В остальных породах они ниже 0,4 г/т или 0,06 г/т. Ранее Б.Г. Лутцем и др. (1974 г.) методом хроматографии было установлено, что содержание ниобия в шпинелевых лерцолитах бассейна р. Джиды и Витимского нагорья составляет 2,8–5 г/т, а тантала – 0,8–2,9 г/т. Средние содержания этих элементов в минералах включений – оливине, ортопироксене и клинопироксене – составляют (в г/т): 1,9 и 2,4 (Nb/Ta = 1,9); 2,32 и 2,2 (1,0); 2 и 2,3 (0,9). Значимые содержания Zr (45–55 г/т) отмечены только в клинопироксенитах и плагиоклазовых верлитах, в остальных включениях они ниже 20 г/т. Спектрографические определения показали содержание циркония в шпинелевых лерцолитах 10–25 г/т, в оливинах – менее 10 г/т, в ортопироксенах – 20 г/т и клинопироксенах – 10–50 г/т.

Для включений ряда провинций отмечается прямая связь между содержаниями Sc, Cr, Co и модалным клинопироксеном [39]. В изученных включениях она отмечается только между Sc и Ca. Концентрации кобальта понижаются в породах с низким содержанием магния и высоким – кальция. Количество хрома, вероятно, в значительной степени зависит от распределения шпинели. Не устанавливается какая-либо закономерность в распределении бария и изменении величины K/Ba отношения, варьирующего в интервале 7–53.

В соответствии с ныне существующими концепциями глубинные включения относительно вмещающих их лав рассматриваются либо как случай-

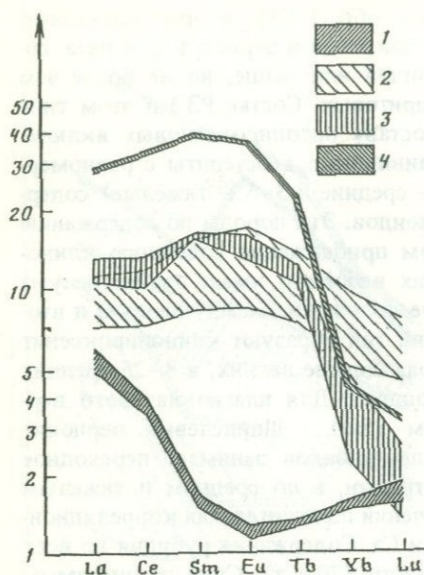


Рис. 36. РЗЭ (нормированные по хондриту) в мегакристаллах пироксена и амфибола

1 — ортопироксены; 2 — клинопироксены первого типа; 3 — то же, второго типа; 4 — керсутиты

ные образцы недифференцированной или в различной степени дифференцированной мантии, либо как тугоплавкий остаток после выплавления базальтовой магмы, либо как кумуляты — продукты кристаллизации базальтовых магм в условиях высоких давлений. Модельные расчеты равновесного частичного плавления включений [39] показали, что выплавление ограниченного объема базальтоидного расплава с высокими содержа-

ниями легких лантаноидов приводит к обеднению ими тугоплавкого остатка с появлением при нормировании по хондритам отрицательного наклона. Отсутствие в изученных шпинелевых лерцолитах подобного тренда и отмеченные выше особенности распределения в них петрогенных окислов не позволяют относить эти лерцолиты к тугоплавкому, обедненному остатку, но, с другой стороны, высокие значения M , низкое содержание титана являются характерными признаками дифференцированного, обедненного источника. Шпинелевые лерцолиты и ортопироксениты Прибайкалья содержат больше РЗЭ при сходном составе, чем шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты Ассаба, которые рассматриваются как тугоплавкий остаток после выплавления щелочных оливиновых базальтов. Шпинелевые лерцолиты и ортопироксениты по содержанию легких РЗЭ являются переходными между двумя типами шпинелевых лерцолитов Виктории (см. рис. 35), сложенных компонентами А (тугоплавкий остаток) и В (базальтоидный расплав, богатый несовместимыми элементами) [39]. Таким образом, специфика химического и геохимического состава шпинелевых лерцолитов и ортопироксенитов Прибайкалья позволяет трактовать эти породы как гетерогенные образования, состоящие из резко преобладающего объема, обедненного редкими элементами в процессе более раннего плавления тугоплавкого остатка, и незначительного объема базальтоидного расплава с высокими содержаниями редких элементов.

Содержания и состав РЗЭ в примитивном мантийном источнике оцениваются различно: одни исследователи принимают двукратное, другие 7–9-кратное (для легких) и 2–3-кратное (для тяжелых) обогащение относительно хондритов. Последнему условию в полной мере отвечает шпинелевый лерцолит (обр. К-256), который по сравнению с хондритами в 7–9 раз содержит больше легких, в 5 раз средних и 4–2 раза тяжелых лантаноидов, величина M в нем равна 87, и относительно других разностей од-

Таблица 22

Химический состав (в мас.%) мегакрист пироксенов и керсутитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	55,49	53,67	51,18	49,25	—	47,64
TiO ₂	0,21	0,25	1,44	1,42	—	1,49
Al ₂ O ₃	4,62	4,99	8,81	11,20	—	10,45
FeO	9,51	8,45	7,53	7,85	—	8,73
MnO	0,21	0,08	0,20	0,20	—	0,22
MgO	27,35	23,33	11,37	10,69	—	11,12
CaO	1,17	1,97	18,53	18,06	—	17,42
Na ₂ O	0,01	0,12	1,45	1,15	—	0,87
K ₂ O	—	0,04	0,07	0,07	—	0,05
Cr ₂ O ₃	0,66	0,16	0,02	0,01	—	0,02
NiO	0,09	0,09	0,03	0,03	—	0,03
Σ	99,32	93,15	100,63	99,93	—	98,04
Миналы (мол.%)						
Mg ₂ Si ₂ O ₆	77,2	74,8	32,6	33,8	—	35,1
Fe ₂ Si ₂ O ₆	16,0	16,3	9,5	11,3	—	13,6
Ca ₂ Si ₂ O ₆	2,3	—	29,3	27,2	—	26,9
CaFeSi ₂ O ₆	0,5	0,2	—	—	—	—
CaMnSi ₂ O ₆	—	—	0,6	0,8	—	0,8
NaFeSi ₂ O ₆	—	—	4,7	4,1	—	3,0
NaAlSi ₂ O ₆	—	1,1	4,0	3,5	—	2,6
CaAl ₂ SiO ₆	3,4	6,7	9,9	15,9	—	14,6
CaTiAl ₂ O ₆	0,6	0,9	3,1	3,4	—	3,4
Атомные %						
Mg	81,6	79,1	39,3	38,1	—	39,0
Fe	15,9	16,1	14,6	15,7	—	17,2
Ca	2,5	4,8	46,1	46,2	—	43,8

Примечание. Ромбические пироксены: 1 — обр. К-130, 2 — обр. К-131; моноклинные пироксены: I типа: 3 — обр. К-135, 4 — обр. К-239, 5 — обр. К-292, II типа: 6 — обр. Э-25А, 7 — обр. К-132, 8 — обр. К-133, 9 — обр. К-134, 10 — обр. К-136; керсутиты: 11 — обр. К-139В, 12 — обр. К-154В, 13 (обр. К-154Г). Химический состав минералов определен на микроанализаторе Camebax.

нотипных пород в нем больше титана, железа, кальция, щелочей, редких земель, скандия, но меньше магния и хрома.

В вулканических породах ассоциации наряду с ультраосновными включениями распространены крупные мегакристаллы ортопироксена, клинопироксена, керсутита, плагиоклазов, калиево-натриевых полевых шпатов, титанобиотита, которые, согласно экспериментальным данным, относятся к ликвидусным или субликвидусным фазам, равновесным с щелочным оливин-базальтовым или щелочно-базальтоидным расплавами на глубине. В перечисленных мегакристаллах, за исключением титанобиотита, были изучены химические составы (см. табл. 22) и распределение редких

Таблица 22 (окончание)

Компоненты	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	50,32	46,53	49,13	50,30	40,01	41,45	40,44
TiO ₂	1,11	0,80	0,87	0,61	5,97	5,10	6,04
Al ₂ O ₃	11,02	8,46	8,37	7,56	16,25	13,41	14,36
FeO	7,17	5,99	7,25	6,41	9,48	9,04	11,70
MnO	0,20	0,07	0,07	0,07	0,20	0,23	0,20
MgO	12,20	14,64	12,53	14,43	10,76	11,15	11,55
CaO	17,41	17,98	17,13	17,13	10,98	11,84	11,55
Na ₂ O	1,14	0,81	0,85	0,80	2,10	2,65	2,19
K ₂ O	0,04	0,04	0,02	0,05	1,95	1,21	1,13
Cr ₂ O ₃	0,05	0,22	0,004	0,22	0,05	0,03	0,02
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04
Σ	100,69	94,74	96,25	97,61	97,79	96,15	99,40
Миналы (мол.%)							
Mg ₂ Si ₂ O ₆	37,3	43,5	39,1	43,6	—	—	—
Fe ₂ Si ₂ O ₆	10,1	8,4	11,6	9,5	—	—	—
Ca ₂ Si ₂ O ₆	25,6	29,3	29,1	28,9	—	—	—
CaFeSi ₂ O ₆	—	—	—	—	—	—	—
CaMnSi ₂ O ₆	0,7	0,2	0,2	0,2	—	—	—
NaFeSi ₂ O ₆	4,0	2,7	3,0	2,7	—	—	—
NaAlSi ₂ O ₆	3,5	2,3	2,6	2,4	—	—	—
CaAl ₂ SiO ₆	16,1	11,9	12,3	11,2	—	—	—
CaTiAl ₂ O ₆	2,7	1,7	2,1	1,5	—	—	—
Атомные %							
Mg	42,4	47,3	43,3	47,6	—	—	—
Fe	14,0	10,9	14,1	11,8	—	—	—
Ca	43,6	41,8	42,6	40,6	—	—	—

элементов (см. табл. 23). Ортопироксены чрезвычайно близки между собой по содержанию лантаноидов. Кривая нормированных относительно хондритов содержаний имеет крутой наклон от лантана и церия (степень обогащения в 5–6 и 3–4 раза соответственно) к самарию и европию (степень обогащения в 1,6–1,2 раза), а затем полого поднимается к лютецию (степень обогащения в 1,8 раза) (рис. 36). Величины La/Yb, La/Sm в них составляют 6–6,7 и 4,8–5,1. По сравнению со шпинелевыми лерцолитами, гарцбургитами, ортопироксенитами, мегакристаллы ортопироксенов содержат незначительно повышенные или равные количества РЗЭ при сходном составе. Отмечается также сходство между ними в содержаниях Ва при незначительных различиях Sc и Co. Ранее В.С. Гладких и А.А. Гусельниковым (1979 г.) было установлено, что мегакристаллы ортопироксенов и те же минералы шпинелевых лерцолитов имеют практически тождественные количества Cr, V, Ni, Co, Zn, Cu, Pb, Zr, а также величины Cr/V, Ni/Co, Zn/Cu. Все это является основанием для допущения, что одиночные кри-

Таблица 23

Содержание редких элементов (в г/т) в мегакристах пироксенов и керсутитов*

Компоненты	1	2	3	4	5	6
La	1,5	1,8	3,9	3,3	3,3	3,3
Ce	2,9	3,3	11,0	10,5	8,3	9,7
Sm	0,31	0,35	3,2	3,3	3,4	3,3
Eu	0,086	0,096	1,0	1,2	1,0	1,2
Tb	0,068	0,066	0,51	0,61	0,56	0,66
Yb	0,25	0,27	0,38	0,73	0,52	1,6
Lu	0,049	0,058	0,041	0,080	0,052	0,23
Rb	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	<30	<30	110	68	<30	87
Ba	96	150	250	160	130	130
Zr	<20	<20	39	39	<20	41
Nb	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ta	<0,06	<0,06	0,098	0,07	0,07	0,22
Hf	<0,8	<0,8	2,6	2,2	<0,8	1,9
Sc	21	24	16	27	29	48
Co	75	79	45	70	50	48
Cr	4300	1500	38	<20	30	280
La/Sm	4,8	5,1	1,2	1,0	1,0	1,0
La/Yb	6,0	6,7	10,3	4,5	6,3	2,1

*Номера анализов соответствуют номерам в табл. 22 (в обр. 12 содержания редких элементов не определялись).

Компоненты	7	8	9	10	11	12
La	2,9	2,8	2,3	2,2	6,2	8,9
Ce	8,6	8,0	7,0	6,0	19,0	27,0
Sm	2,7	3,1	2,1	1,7	5,6	7,8
Eu	0,96	0,69	0,73	0,60	2,0	2,6
Tb	0,49	0,38	0,42	0,36	0,93	1,1
Yb	0,94	0,90	1,1	0,86	1,5	0,75
Lu	0,15	0,15	0,17	0,14	0,19	0,096
Rb	75	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	58	40	<30	<30	780	1100
Ba	130	83	140	100	420	460
Zr	69	<20	<20	<20	42	53
Nb	<20	<20	<20	<20	<20	28
Ta	<0,06	0,082	0,07	<0,06	1,3	1,4
Hf	2,9	<0,8	<0,8	<0,8	2,6	3,0
Sc	38	45	45	44	40	19
Co	47	43	51	47	63	75
Cr	120	1600	270	1000	<20	82
La/Sm	1,0	1,3	1,1	1,3	1,1	1,1
La/Yb	3,1	3,1	2,1	2,6	4,1	11,7

сталлы ортопироксенов более вероятно представляют дезинтегрированные фазы ортопироксенсодержащих мантийных пород.

По особенностям химического состава и содержанию редких элементов среди мегакристаллов клинопироксена возможно выделение двух типов: минералы первого типа по сравнению с минералами второго содержат больше TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , но меньше SiO_2 , MgO (табл. 22), что выражается в более высоком содержании в минералах первого типа эгириновой, жадеитовой, титан-чермакитовой, и пониженном — энстатитовой составляющей. По распределению и составу РЗЭ мегакристаллы клинопироксена первого типа по сравнению с таковыми второго незначительно обогащены лантаном, церием, самарием, европием, тербием, но заметно обеднены иттербием, лютецием (табл. 23). Поэтому им свойственны повышенные значения La/Yb отношения, при равных La/Sm отношениях, и кривая нормирования в области тяжелых лантаноидов имеет более резкий наклон. В мегакристаллах клинопироксена и того и другого типа содержания Rb , Nb ниже предела чувствительности (< 20 г/т). Значимые количества Sr , Ba выше в минералах первого типа, а таковые Rb , Sc , Cr в минералах второго при равных количествах Co и величине Sr/Ba отношения.

Данные по геохимии мегакристаллов клинопироксена свидетельствуют в пользу кумулятивного (родственного) генезиса пород верлитовой серии. Так, сопоставление содержания и состава РЗЭ, кобальта в клинопироксените (обр. К-80 табл. 21) и мегакристалле клинопироксена (обр. К-239, табл. 23) показывает их тождественность. Незначительное преобладание скандия и хрома в клинопироксените относительно мегакристалла, как следует ожидать, обусловлено присутствием в породе акцессорной шпинели. Плаггиоклазовый верлит (обр. К-265) по сравнению с мегакристаллами клинопироксена обогащен лантаном и обеднен самарием, иттербием и лютецием. Эти различия легко объясняются присутствием в породе плаггиоклаза, в котором содержания лантана выше, а самария ниже, чем в клинопироксене и шпинели, которая обычно обогащена тяжелыми лантаноидами. Существенное обогащение лантаноидами амфибол-плаггиоклазоливинового верлита (обр. К-266) также согласуется с особенностями распределения этих элементов в парагенезисе минералов: клинопироксен, амфибол, плаггиоклаз.

Мегакристаллы амфибола имеют максимальные концентрации РЗЭ. Форма кривой нормирования относительно хондритов почти тождественна таковой для мегакристаллов клинопироксена первого типа (см. рис. 36). Величины La/Yb отношения в мегакристаллах амфибола являются максимальными (~ 12), а La/Sm отношения близки к таковым в мегакристаллах клинопироксена. Содержания Rb в них ниже 20 г/т. Относительно мегакристаллов клинопироксена первого типа они содержат на порядок больше Sr , вдвое или более Ba при равных содержаниях Zr , Sc , Co , Cr , La/Yb и La/Sm отношениях. В отличие от клинопироксенов в них стронций преобладает над барием. Мегакристаллы плаггиоклазов и калиево-натриевых полевых шпатов в составе кайнозойских вулканических пород Прибайкалья встречаются в ассоциации с мегакристаллами клинопироксена, ортопироксена, керсутита и (или) глубинными включениями преимущественно шпинелевых лерцолитов.

Проведенные минералогическое, рентгено-структурное исследования

мегакристаллов полевых шпатов в совокупности с данными по распределению в них щелочей и кальция [12] показали присутствие мегакристаллов лабрадора, андезина, санидина, анортклаза и кальциевого анортклаза. Для всех мегакристаллов полевых шпатов характерны либо очень низкая, либо промежуточная степень упорядоченности и гомогенный состав, все это указывает на высокотемпературные условия их образования, быструю закалку и отсутствие влияния на них более низкотемпературных процессов, которые привели бы к распаду гомогенных полевых шпатов на плагиоклазовую и калиевополевошпатовую составляющие. Судя по средним содержаниям [12], при переходе от плагиоклазов к калиево-натриевым полевым шпатам увеличиваются содержания Rb, Li, Sr, Ba, Nb, Zr, Ga, Pb, уменьшаются — Zn, Cr, Ni, K/Rb, Rb/Sr при постоянных Sr/Ba, Cr/V отношениях. Рассматриваемые мегакристаллы полевых шпатов относительно вмещающих их лав содержат больше стронция и имеют повышенные величины K/Rb, Sr/Ba, Cr/V отношений; бария в них больше, чем в щелочных оливиновых базальтах, но меньше, чем в трахиандезитах и бенморитах; по сравнению с лавами они в целом обеднены Nb, Zr, Cu, Zn, V, Cr, Ni, Pb, величина Rb/Sr отношения в них также ниже. Содержание Rb в мегакристаллах плагиоклаза ниже, чем в лавах, калиево-натриевые полевые шпаты по этому элементу являются переходными от щелочных оливиновых базальтов к трахиандезитам.

О ГЕНЕЗИСЕ ПЕРВИЧНЫХ И СЛАБОДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ПОРОД АССОЦИАЦИИ ПРИБАЙКАЛЯ

Средние величины Nb/Zr, Ba/Zr, La/Sm отношений в оливиновых базальтах, щелочных оливиновых базальтах, базанитоидах и щелочных базанитоидах изменяются в интервале 0,09—0,19; 2,0—3,3 и 2,4—5,7 соответственно, что допускает образование магм этих пород из необедненного мантийного источника, а судя по величинам Al_2O_3/TiO_2 , CaO/TiO_2 отношений и содержанию TiO_2 — при менее чем 15%-ном плавлении последнего. Основываясь на химическом составе и распределении редких элементов в вулканических породах были рассчитаны две возможные модели генезиса магм составов: оливиновый базальт, щелочной оливиновый базальт, базанитоид, щелочной базанитоид при допущении, что выплавление магм этих пород происходило из гомогенного источника. Для первой модели в качестве мантийного источника был принят пиrolит Рингвуда с модальным составом (в %): оливин — 60, ортопироксен — 25, клинопироксен — 10, гранат — 5, содержание редких элементов в котором отвечало среднему гранатовому лерцолиту. При расчетах второй модели за мантийный источник взят шпинелевый лерцолит (обр. К-256) с модальным составом (в %): оливин — 60, ортопироксен — 10, клинопироксен — 25, шпинель — 5, который по сравнению с пиrolитом содержит больше кальция и щелочей, но меньше магния, а по отношению к гранатовому лерцолиту имеет повышенное содержание всех петрогенных окислов, за исключением кремнезема, при более низком содержании магния и, следовательно, может рассматриваться как потенциальный источник базальтовых магм. По сравнению с гранатовым лерцолитом он обогащен Sr, Ba, Ce и, вероятно, рубидием исходя из

Таблица 24

Содержание редких элементов в гипотетических мантийных источниках и тугоплавком остатке Прибайкалья

Элементы	1	2	3
La	2,33	2,8	0,62
Ce	4,13	6,3	1,3
Rb	5,1	20	20
Sr	35,4	87	30
Ba	57	74	н.о.
Zr	47,4	20	20

1 — гранатовый лерцолит; 2 — шпинелевый лерцолит (обр. К-256); 3 — шпинелевый лерцолит (обр. К-293).

соотношения калия в этих породах (табл. 24). В качестве тугоплавкого остатка был принят шпинелевый лерцолит (обр. К-293), которому свойственны максимальные величины М и МФ, минимальные — CaO/MgO отношения, а также наиболее низкие содержания РЗЭ, сопоставимые с таковыми в шпинелевых лерцолитах и гарцбургитах Ассаба (рис. 35), относимых к тугоплавкому остатку после выплавления магм щелочных оливиновых базальтов. Расчеты баланса масс петрогенных окислов с учетом их содержаний в гипотетическом источнике, тугоплавком остатке и вулканических породах показывают, что средние составы последних образуются при 10–11%-ном плавлении пиролита или же 28–31%-ном плавлении шпинелевого лерцолита обр. К-256, что связано с различными химическими составами этих пород. Установленная таким способом степень плавления мантийных источников была проверена расчетами по распределению редких элементов: La, Ce, Rb, Sr, Ba, Zr в первой и La, Ce, Sr, Ba во второй моделях. Более ограниченный спектр редких элементов во второй модели вызван отсутствием достоверных данных по содержаниям рублидия и циркония в шпинелевом лерцолите обр. К-256. Степень плавления мантийных источников определялась с применением уравнения Д. Шоу с использованием тех же коэффициентов распределения, что и для Маймеча-Котуйской ассоциации.

Проведенные модельные расчеты по плавлению пиролита (геохимического аналога гранатового лерцолита) показывают достаточно хорошую сходимость расчетных и аналитических данных (табл. 25) для La, Ce, Rb, Ba в магматических расплавах оливиновых и щелочных оливиновых базальтов, которые генерируются при 5–20%-ном плавлении пиролита. Для образования равновеликих количеств циркония требуется более высокая степень плавления (19–30%). Что касается базанитоидов и щелочных базанитоидов, то для формирования магм подобного состава требуются более низкие степени плавления: от 1,5–9 (La, Ce, Ba) до 19–26% (Zr) пиролита. Следовательно, данные по распределению петрогенных и редких элементов в оливиновых и щелочных оливиновых базальтах дают вполне сопоставимые результаты по степеням плавления мантийного источника состава пиролита. Расчеты, основанные на распределении Sr показывают, что реальные его концентрации, например в оливиновых базальтах, не могут быть достигнуты даже при степенях плавления менее 0,01%. Контрастность в сте-

Таблица 25

Модели плавления пиrolита (I) и шпинелевого лерцолита (II)

Породы		La			Ce		
		1	2	3	1	2	3
I	Оливиновый базальт	15	14	15	10	34	38
	Щелочной оливиновый базальт	10	21	22	5	51	50
	Базанитоид	5	35	32	3	70	70
	Щелочной базанитоид	4	47	48	1,5	93	90
II	Оливиновый базальт	18	14,6	15	15	36	38
	Щелочной оливиновый базальт	12	21	22	10	52	50
	Базанитоид	7	33	32	6	72	70
	Щелочной базанитоид	4,5	48	48	4	91	90

Породы		Rb			Sr		
		1	2	3	1	2	3
I	Оливиновый базальт	20	22	23	1	272	495
	Щелочной оливиновый базальт	20	22	22	0,1	293	700
	Базанитоид	18	24	24	0,01	295	650
	Щелочной базанитоид	10	38	36	—	—	973
II	Оливиновый базальт	—	—	—	3	478	495
	Щелочной оливиновый базальт	—	—	—	< 1	552	700
	Базанитоид	—	—	—	—	—	650
	Щелочной базанитоид	—	—	—	—	—	973

1 — объем выплавки (в %); 2 — содержание элемента (в г/т) в расплаве (расчетное);
3 — содержание элемента в породе (аналитическое).

Таблица 25 (окончание)

Породы		Ba			Zr		
		1	2	3	1	2	3
I	Оливиновый базальт	18	303	305	30	154	150
	Щелочной оливиновый базальт	12,5	426	425	26	177	175
	Базанитоид	9	575	560	26	177	175
	Щелочной базанитоид	6,5	767	775	19	239	237
II	Оливиновый базальт	23	310	305	—	—	—
	Щелочной оливиновый базальт	16	425	425	—	—	—
	Базанитоид	15	460	453	—	—	—
	Щелочной базанитоид	9	763	775	—	—	—

пeneaх плавления пиролита, получаемая при расчетах содержаний Sr и Zr, очевидно, связана с недостаточно корректным подбором коэффициентов распределения этих элементов. В целом расчеты, основанные на содержании редких элементов, показывают последовательное уменьшение степени плавления при переходе от оливинового базальта к щелочному базанитоиду. Модельные расчеты по плавлению шпинелевого лерцолита (обр. К-256) показывают хорошую сходимость расчетных и аналитических концентраций в оливиновых и щелочных оливиновых базальтах, образующихся при 10–18 (La, Ce) и 16–23% (Ba) плавления источника, т.е. несколько больших по сравнению с долей плавления пиролита, что обусловлено геохимической спецификой гипотетических источников. Как и в первой модели, содержания Zr в оливиновых базальтах достигаются только при 3%-ном плавлении источника. По сравнению с первой моделью во второй отмечаются более существенные различия между степенями плавления, рассчитанными по петрогенным окислам и редким элементам, что связано с контрастностью в химическом составе пиролита и шпинелевого лерцолита (обр. К-256). Как и в первой модели, степень плавления источника уменьшается от оливинового базальта к щелочному базанитоиду. Установленные в результате модельных расчетов по редким элементам оптимальные степени плавления (10–18% — оливиновые базальты, 5–12% — щелочные оливиновые базальты, 2–9% — базанитоиды и щелочные базанитоиды), вероятно, соответствуют реальным, поскольку они совпадают с таковыми для вулканических пород близкого петрохимического и геохимического составов других ассоциаций континентов и океанических островов. Отсюда следует, что геохимические составы предполагаемых источников (среднего гранатового лерцолита и шпинелевого лерцолита, обр. К-256), по крайней мере по спектру рассмотренных элементов, достаточно близки к истинным. Это

в полной мере относится и к шпинелевому лерцолиту (обр. К-293), принятому в качестве тугоплавкого остатка. Характерно, что отдельные разности шпинелевых лерцолитов, в частности Аризоны [4] (с составом (в %): оливина — 45,6%, ортопироксена — 36, клинопироксена — 17, шпинели — 1,5), представляющие, по мнению этих исследователей, мантийный субстрат после выплавления из него 10%-ного базальтового компонента имеют химический состав, переходный между шпинелевыми лерцолитами образцов К-256 и К-293. Обращают на себя внимание особенности химизма шпинелевого лерцолита (обр. К-256), в частности низкое содержание в нем магния и высокое — щелочей по сравнению с составами других гипотетических источников, например пиролита и среднего гранатового лерцолита. По содержанию алюминия, магния и кальция шпинелевый лерцолит сопоставим с оливин-гранатовыми вебстеритами, относимыми к недифференцированному субстрату верхней мантии [20]. Повышенное содержание в шпинелевом лерцолите калия не находит удовлетворительного объяснения с позиций минерального состава этой породы и предполагает присутствие высококалиевой минеральной фазы, не распознаваемой при обычном микроскопическом изучении.

Проблема эволюции первичных магм Прибайкалья при фракционировании мегакристаллов клинопироксена в условиях высоких давлений рассматривалась А.И. Киселевым с соавторами [18]. Ими были проведены расчеты изменения исходных расплавов и установлено, что выделение до 30% объема клинопироксена приводит только к незначительному увеличению щелочности и уменьшению кремнезема в остаточном расплаве. К сходным представлениям приходит и В.В. Кепежинская (1979 г.), анализируя роль мегакристаллов клинопироксенов в глубинной эволюции магм. Расчет баланса масс составов оливиновых базальтов и щелочных базанитоидов, характеризующихся наиболее контрастным химизмом среди первичных и субпервичных пород, показал, что магматические расплавы щелочных базанитоидов могут быть образованы при кристаллизации из оливин-базальтовых магм следующих сочетаний мегакристаллов минералов: 8% клинопироксена + 9% санидина; 3% керсутита + 9% санидина; 9% санидина. Следовательно, магматическая эволюция указанной последовательности составов может быть осуществлена только в том случае, если выделение мегакристаллов темноцветных минералов постоянно сопровождается мегакристаллами калиево-натриевых полевых шпатов или же автономным фракционированием последних. Однако участие мегакристаллов калиево-натриевых полевых шпатов в процессе глубинной дифференциации вызывает большое сомнение, поскольку более вероятной для первых является генетическая связь не с базальтовыми, а с трахиандезитовыми расплавами, согласно Н.А. Чэпмену и Р. Пауэллу (1976 г.). Обратный переход от щелочно-базанитоидных к оливин-базальтовым расплавам может быть осуществлен путем осаждения из первого 16% керсутита, или 9% титанобиотита, или же 11% титанобиотита + 7% клинопироксена, или же 7% титанобиотита + 9% керсутита. В результате проведенных с использованием уравнения Рэлея расчетов концентраций редких элементов устанавливается, что выделение указанных выше комбинаций и объемов минералов из оливин-базальтовых и щелочно-базанитоидных магм не вызывает заметных изменений их содержаний в остаточных расплавах, за исключением стронция и бария. Поэтому необхо-

димо участие в этих процессах других минеральных фаз с чрезвычайно низкими (при переходе от оливиновых базальтов к щелочным базанитоидам) или, наоборот, высокими (при переходе от щелочных базанитоидов к оливиновым базальтам) коэффициентами распределения редких элементов, которое бы приводило к существенному перераспределению редких элементов, но мало отражалось на изменении химизма расплавов. Таким образом, если расчеты баланса масс петрогенных окислов допускают возможность эволюции щелочно-базанитоидных магм к оливин-базальтовым посредством кристаллизации и фракционирования минералов на глубине при меньшей вероятности обратного перехода, то геохимические особенности делают необходимым допущение, что первичные магмы ассоциации являются, скорее всего, прямыми выплавками из мантийного источника, а не продуктами дифференциации одной родоначальной магмы.

Модели фракционной кристаллизации и условия образования дифференцированной серии

Выше отмечалось, что трахибазальты, муджириты, трахиандезиты, трахифонолиты, трахиты по величине M , содержанию магния и никеля представляют существенно дифференцированные составы. Однако обращает на себя внимание ряд петрохимических (близкое к щелочным оливиновым базальтам содержание алюминия, железа, кальция, натрия, высокое — титана и аномально высокое — фосфора) и геохимических (содержание большей части редких элементов равно или больше, чем в трахифонолитах) черт, которые не позволяют рассматривать трахибазальт как продукт кристаллизационной дифференциации, допуская более сложные условия для его генезиса: ассимиляцию трахибазальтовым расплавом богатых P_2O_5 пород или локальное наложение флюидов, богатых несовместимыми элементами.

Допущение о возможности образования муджиритов, трахиандезитов, трахифонолитов, трахитов в результате кристаллизационной дифференциации исходной щелочной оливин-базальтовой и последующих дочерних магм проверено расчетами баланса масс петрогенных окислов и распределения редких элементов в соответствии с описанной выше методикой. Подсчеты баланса петрогенных окислов, основанные на составах минералов-вкрапленников, указывают на необходимость выделения в породах всей серии титаномагнетита в количестве 2–6% в сочетании с оливин-клинопироксеновым на ранних, клинопироксен-плаггиоклазовым на средних и плаггиоклазоанортоклазовым парагенезисом на заключительных этапах кристаллизационной дифференциации. Объем кристаллической фазы от ранней к заключительной стадии процесса постоянно возрастает от 36 до 92%, а расплавы муджиритов, трахиандезитов, трахифонолитов и трахитов представляют соответственно 64, 30, 25 и 8% от щелочного оливин-базальтового (табл. 26). В расчетах пар щелочной оливиновой базальт–муджирит и трахифонолит–трахит отмечаются погрешности (сумма квадратичных невязок в них изменяется от 3,9 до 5), в парах же муджирит–трахиандезит, трахиандезит–трахифонолит погрешности минимальные (сумма квадратичных невязок менее 1).

Таблица 26

Содержание редких элементов (расчетное и аналитическое, в г/т) в вулканических породах Прибайкалья

Порода		Количество выделяемой твердой фазы, %	La	Ce	Eu	Rb	Ba
Щелочной оли- виновый ба- залт—муджие- рит	<i>Ol</i>	14	$\frac{31}{51}$	$\frac{71}{89}$	$\frac{3,7}{2,9}$	$\frac{29}{36}$	$\frac{629}{1200}$
	<i>Cpx</i>	21					
	<i>Mt</i>	2					
Муджьерит— трахиандезит	<i>Cpx</i>	1	$\frac{99}{47}$	$\frac{178}{80}$	$\frac{4,9}{2,1}$	$\frac{75}{46}$	$\frac{2085}{1300}$
	<i>Pl</i>	44					
	<i>Mt</i>	6					
Трахиандезит— трахифолит	<i>Cpx</i>	15	$\frac{54}{60}$	$\frac{92}{91}$	$\frac{2,2}{2,4}$	$\frac{53}{56}$	$\frac{1492}{3000}$
	<i>Mt</i>	1,5					
Трахифолит— трахит	<i>Cpx</i>	2					
	<i>Pl</i>	28	$\frac{120}{110}$	$\frac{239}{180}$	$\frac{3,1}{0,7}$	$\frac{173}{170}$	$\frac{2075}{130}$
	<i>An</i>	32					
	<i>Mt</i>	6					
	<i>Pl</i>	39	$\frac{81}{110}$	$\frac{158}{180}$	$\frac{3,7}{0,7}$	$\frac{101}{170}$	$\frac{4640}{130}$
	<i>Mt</i>	5					

Примечание. Для каждого элемента дана проба: числитель — вычисленные со-
держания, знаменатель — средние аналитические; *Ol* — оливин, *Cpx* — клинопироксен,
Pl — плагиоклаз, *An* — анортит, *Mt* — магнетит.

Порода		Количество выделяемой твердой фазы, %	Sr	Sc	Zr	Co	Cr
Щелочной оли- виновый ба- залт—муджие- рит	<i>Ol</i>	14	$\frac{1012}{1100}$	$\frac{19}{9,1}$	$\frac{247}{800}$	$\frac{33}{17}$	$\frac{47}{10}$
	<i>Cpx</i>	21					
	<i>Mt</i>	2					
Муджьерит— трахиандезит	<i>Cpx</i>	1	$\frac{364}{(500)}$	$\frac{14}{7,4}$	$\frac{627}{260}$	$\frac{20}{12}$	$\frac{5}{28}$
	<i>Pl</i>	44					
	<i>Mt</i>						
Трахиандезит— трахифолит	<i>Cpx</i>	15	$\frac{574}{190}$	$\frac{7,2}{4,1}$	$\frac{292}{420}$	$\frac{10}{4,2}$	$\frac{11}{50}$
	<i>Mt</i>						
Трахиандезит— трахит	<i>Cpx</i>	2					
	<i>Pl</i>	28	$\frac{51}{25}$	$\frac{8,7}{2,2}$	$\frac{539}{1000}$	$\frac{7,1}{2,1}$	$\frac{33}{9}$
	<i>An</i>	32					
	<i>Mt</i>	6					
	<i>Pl</i>	39	$\frac{75}{25}$	$\frac{5,9}{2,2}$	—	$\frac{5,1}{2,1}$	$\frac{34}{9}$
	<i>Mt</i>	5					

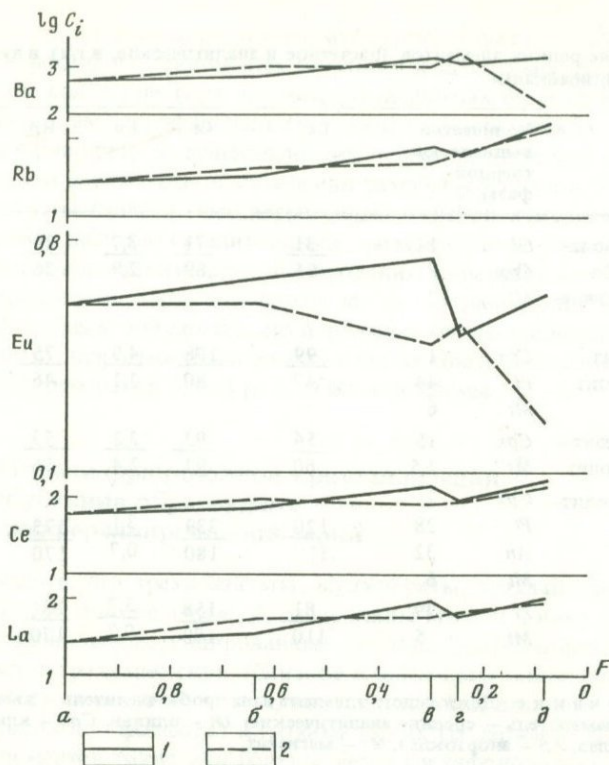


Рис. 37. Сопоставление расчетных (1) аналитических (2) содержаний P33, Rb и Ba в вулканических породах Прибайкалья

F — доля остаточного расплава; а — щелочной оливиновый базальт; б — мундженит; в — трахиандезит, г — трахифонолит; д — трахит

Расчеты баланса редких элементов (см. табл. 26, рис. 37, 38) показывают хорошую сходимость расчетных и аналитических данных для La, Ce, Eu, Rb, Zr и отсутствие таковой для Sr в парах щелочной оливиновый базальт—мундженит, трахиандезит—трахифонолит, трахифонолит—трахит. Что касается пары мундженит—трахиандезит, то в этом случае сходимость между вычисленными и аналитическими значениями является чрезвычайно низкой. Учитывая ряд допущений в принятом методе моделирования, о чем указывалось выше, в целом следует признать определяющую роль процесса кристаллизационной дифференциации в формировании дифференцированных пород мундженит, трахиандезит, трахифонолит, трахит из первичных щелочных оливин-базальтовых магм.

Вулканические ассоциации Маймеча-Котуйской и Прибайкальской провинций, формирование которых протекало в сходных геодинамических (платформенных) условиях, различаются по петрографическому составу входящих в них пород и по мощности вулканогенных образований. Для первой провинции характерно широкое распространение щелочных ба-

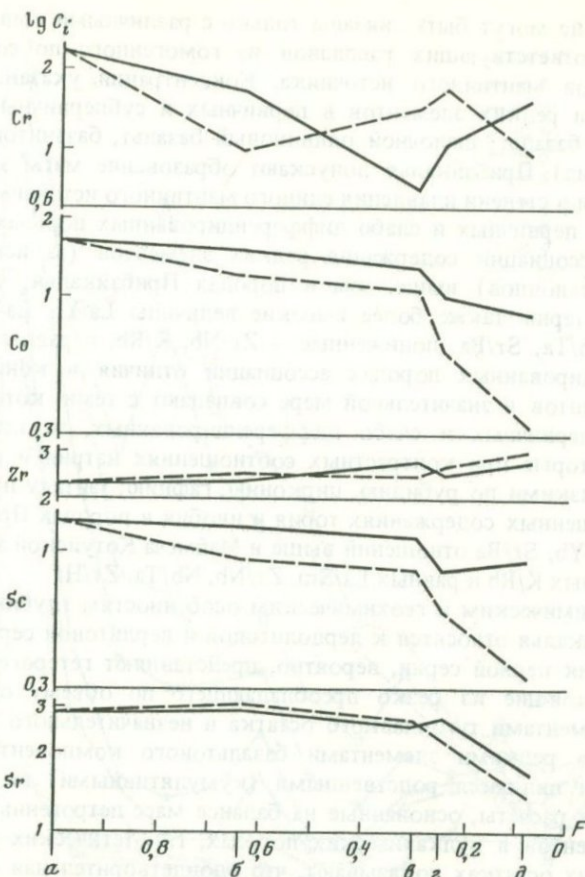


Рис. 38. Диаграммы сопоставления расчетных и аналитических содержаний Cr, Co, Zn, Sc, Sr в вулканических породах Прибайкалья
Условные обозначения те же, что и на рис. 37

зальтоидов с модальным нефелином и мелилитом и ультраосновных лав, а также резко повышенная мощность вулканических толщ; в ней отсутствуют глубинные включения и мегакристаллы.

Породы первичного и слабо дифференцированного составов (за исключением ультраосновных) Маймеч-Котуйской ассоциации содержат больше магния, кальция, титана, и меньше — кремнезема, алюминия при более низких величинах натриево-калиевого отношения. Для дифференцированных пород обеих ассоциаций свойственны одинаковые тренды кремнезем-алюминий-кальциевых и алюминий-кальциево-титановых отношений, однако величины этих отношений в Маймеч-Котуйской варьируют в более узком интервале.

В Маймеч-Котуйской ассоциации содержания титана, калия, несовместимых редких элементов в толеитовых базальтах и примитивных меймечитах ниже, чем в щелочных оливиновых базальтах и щелочных базальтоидах.

Эти различия не могут быть связаны только с различными степенями выплавления соответствующих расплавов из гомогенного по содержанию этих элементов мантийного источника. Концентрации указанных выше петрогенных и редких элементов в первичных и субпервичных породах (оливиновый базальт, щелочной оливиновый базальт, базанитоид, щелочной базанитоид) Прибайкалья допускают образование магм этих пород с изменениями в степени плавления единого мантийного источника.

В целом в первичных и слабо дифференцированных породах Маймеча-Котуйской ассоциации содержания редких элементов (за исключением тяжелых лантаноидов) выше, чем в породах Прибайкалья; для пород первой характерны также более высокие величины La/Yb , La/Sm , повышенные — Nb/Ta , Sr/Ba , пониженные — Zr/Nb , K/Rb , и равные — Zr/Hf . В дифференцированных породах ассоциаций отличия в концентрациях редких элементов в значительной мере совпадают с теми, которые отмечались для первичных и слабо дифференцированных, за исключением трахитов, которые при контрастных соотношениях натрия и калия оказываются близкими по рубидию, цирконию, гафнию, танталу при незначительно повышенных содержаниях тория и ниобия в породах Прибайкалья. Величины La/Yb , Sr/Ba отношений выше в Маймеча-Котуйской ассоциации, при пониженных K/Rb и равных La/Sm , Zr/Nb , Nb/Ta , Zr/Hf .

По петрохимическим и геохимическим особенностям глубинные включения Прибайкалья относятся к лерцолитовой и верлитовой сериям К. Куно. Включения первой серии, вероятно, представляют гетерогенные образования, состоящие из резко преобладающего по объему обедненного редкими элементами тугоплавкого остатка и незначительного количества обогащенного редкими элементами базальтового компонента; породы второй серии являются родственными (кумулятивными) включениями.

Модельные расчеты, основанные на балансе масс петрогенных окислов, редких элементов в вулканических породах, гипотетических источниках и тугоплавких остатках показывают, что удовлетворительная сходимость рассчитанных и аналитических содержаний достигается при допущении двух альтернативных модельных вариантов их генезиса в Маймеча-Котуйской и одного — в Прибайкальской ассоциациях.

1. Магматические расплавы толеитовых базальтов, примитивных меймечитов образуются при 20%-ном и 10%-ном соответственно, а щелочные оливиновые базальты и щелочные базальтоиды при менее 2%-ном плавлении мантийного источника — геохимического аналога среднего гранатового лерцолита континентов.

2. Магматические расплавы толеитовых базальтов и примитивных меймечитов формируются при указанных выше условиях, а щелочных оливиновых базальтов и щелочных базальтоидов — при 10–15%-ном и 5–7,5%-ном плавлении мантийного источника, по содержанию редких элементов близкого к примитивным меймечитам.

3. Магматические расплавы оливиновых базальтов, щелочных оливиновых базальтов, базанитоидов и щелочных базанитоидов Прибайкалья генерируются при разных степенях (10–18, 5–12, 2–9% соответственно) плавления мантийного источника — химического и геохимического эквивалента среднего гранатового лерцолита континентов или шпинелевого лерцолита этой провинции с 25% модального клинопироксена и сопоста-

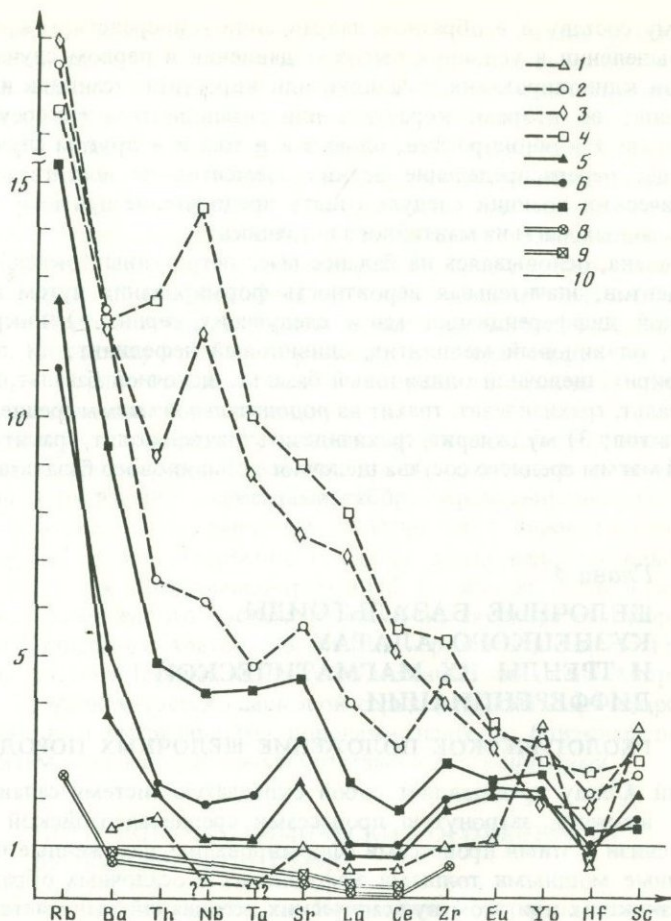


Рис. 39. Содержания редких элементов в вулканических породах ассоциаций и их гипотетических источниках, нормированные по примитивному меймечиту

1—4 — Маймеча-Котуйская ассоциация: 1 — толеитовые базальты; 2 — щелочные оливиновые базальты; 3 — оливиновые мелилититы; 4 — оливиновые нефелиниты; 5—10 — Прибайкалье: 5 — оливиновые базальты; 6 — щелочные оливиновые базальты; 7 — щелочные базанитоиды; 8 — гранатовый лерцолит; 9 — шпинелевый лерцолит Прибайкалья K-256; 10 — примитивный меймечит Маймеча-Котуйской провинции

вимого по содержанию отдельных петрогенных окислов с оливин-гранатовым вебстеритом. Исходя из распространенности петрографических типов пород, положения их в геологическом разрезе Маймеча-Котуйской ассоциации и общепетрологических концепций генерации базальтовых и базальтоидных магм более правдоподобной для этой ассоциации является вторая модель. Нормированные по примитивному меймечиту содержания редких элементов в первичных и слабо дифференцированных породах ассоциаций и их гипотетических источниках показаны на рис. 39.

Расчеты баланса масс петрогенных окислов допускают возможность эволюционного перехода от магм оливин-базальтового к щелочно-база-

нитоидному составу и в обратном направлении — посредством кристаллизации и выделения в условиях высоких давлений в первом случае: мегакристаллов клинопироксена + санидин или керсутита + санидин или только санидина; во втором: керсутита или титанобиотита + керсутит или титанобиотита + клинопироксен, однако и в том и в другом случае соответствующее перераспределение редких элементов не достигается, т. е. с геохимических позиций следует отдать предпочтение прямому выплавлению указанных магм из мантийного источника.

Установлена, основываясь на балансе масс петрогенных окислов и редких элементов, значительная вероятность формирования путем кристаллизационной дифференциации магм следующих серий: 1) пикритовый порфирит, оливиновый мелилитит, оливиновый нефелинит; 2) пикритовый порфирит, щелочной оливиновый базальт, щелочной базальт, трахиандезитобазальт, трахиандезит, трахит из родоначальной магмы среднего состава меймечитов; 3) муджиерит, трахиандезит, трахифонолит, трахит из родоначальной магмы среднего состава щелочного оливинового базальта.

Глава 4

ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛЬТОИДЫ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И ТРЕНДЫ ИХ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Кузнецкий Алатау представляет собой складчатую систему салаиро-каледонского возраста, затронутую процессами среднепалеозойской активизации. В связи с этими процессами сформировались наложенные прогибы, выполненные мощными толщами эффузивных и осадочных образований. Среди возникших при этом вулканических ассоциаций выделяется трахибазальт-базальтовая, развитая в северо-восточной части региона. Эта ассоциация привлекала и привлекает внимание исследователей по двум основным причинам. Во-первых, она включает, помимо щелочных базальтов и более кремнекислых пород повышенной щелочности, ряд недосыщенных кремнеземом пород — нефелинитов, берешитов (нефелиновых порфиров), фонолитов — и может, таким образом, дать ценную информацию о закономерностях формирования пород различной степени недосыщенности. Во-вторых, в том же районе развит интрузивный комплекс нефелиновых и щелочно-габброидных пород, по мнению большинства исследователей [1] (И.В. Лучицкий, 1960 г., М.П. Кортусов, 1963 г.), тесно связанный с щелочно-базальтовой серией. Некоторые нефелиновые породы, как интрузивные — уртиты, плагиоклазовые ийолит-уртиты, тералит-ийолиты, так и эффузивные — берешиты, могут служить сырьем для производства глинозема и содопродуктов; уртиты Кия-Шалтырского массива уже вовлечены в такое производство. Таким образом, изучение условий проявления щелочного магматизма, кроме чисто научного, имеет и практическое значение — выявление закономерностей локализации проявлений нефелинового сырья.

Изучавшаяся нами трахибазальт-базальтовая ассоциация развита в северо-восточной части региона. Эта часть Кузнецкого Алатау является западной окраиной Северо-Минусинской межгорной котловины, выполненной как девонскими вулканогенными и осадочными образованиями, так и более молодыми — каменноугольными и пермскими терригенными, местами угленосными, отложениями. Нижнесреднедевонская трахибазальт-базальтовая серия развита главным образом в пределах краевой ступени, обрамляющей котловину с запада. Близкие к ней по возрасту (и происхождению) интрузии щелочно-габброидного кия-шалтырского, или горячегорского, комплекса прорывают докембрийские и раннепалеозойские образования Мартайгинского и Восточно-Мартайгинского срединных массивов салаирид, располагаясь к юго-западу от области развития щелочных эффузивов, а одна из интрузий — Горячегорская — даже в ее пределах, прорывая родственные эффузивные породы нижнего девона.

Интрузивные щелочные массивы сложены как бесполовошатовыми породами — ийолитами и уртитам, так и различными щелочными габброидами—тералитами, эссекситами, габбро-пироксенитами, а также ювитами и нефелиновыми сиенитами. Родство их с нижнесреднедевонской базальтоидной серией (особенно с рядом резко недосыщенных пород) доказывается пространственно-временной близостью и сходством минерального и химического состава пород. Так, своеобразные нефелиновые порфиры Кузнецкого Алатау — берешиты — развиты в форме: 1) лавовых покровов участка Батанаул, 2) субвулканического силла Андрушкиной речки и 3) даек в составе дайковой серии, секущей Горячегорский массив, сложенный интрузивными породами, наиболее близкими по составу к берешитам — плагиоклазовыми урритами и плагиоювитами.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ

Вследствие плохой обнаженности Кузнецкого Алатау последовательность формирования базальтоидной серии и характер залегания составляющих ее тел могут быть установлены лишь весьма приблизительно.

Сопоставление разрезов вулканогенной толщи, по данным разных авторов, приведено в табл. 27. Легко заметить, что с учетом различий в терминологии (базальты—диабазы, трахиты—кератофиры) разрезы, приводимые различными исследователями, хорошо соответствуют друг другу. Так верхняя подсвета В.С. Гладких [4] в восточной части района, в бассейне рек Береша—Ничкурюпа, соответствует верхам разреза, описанного для этого района И.К. Баженовым, при этом венчающие разрез трахифонолиты (по В.С. Гладких) по описанию и химическим анализам совершенно аналогичны фонолитам Баженова, также располагающимся в верхах разреза. Средняя и нижняя подсветы, по-видимому, отвечают средней части разреза Баженова, а низы разреза, располагающиеся ниже горизонта (силла) берешитов, не описаны Гладких из-за плохой обнаженности. Для бассейна р. Урюп (западная часть района) совпадение разрезов, описываемых Ю.Д. Скобелевым и В.С. Гладких, еще более очевидно.

Сложнее обстоит дело с параллелизацией разрезов западной и восточной частей района — их пространственная разобщенность, отмеченная В.С. Глад-

Таблица 27

Сопоставление разрезов эффузивной толщи нижнего девона в бассейнах рек Урюп и Береш

Бассейн р. Урюп		Бассейн рек Береш и Ничкурюп	
Ю.Д. Скобелев, 1963 г.	В.С. Гладких, 1966 г.	В.С. Гладких, 1966 г.	И.К. Баженов, 1963 г.
		Верхняя подсвета — оливиновые и лабладоровые базальты, гиалобазальты, линозаиты, андезито-базальты и трахиандезитобазальты, трахиандезиты, трахифонолиты — 720 м	Верхняя часть — диабазы, миндалефиры и другие основные эффузивы, среди них и в самых верхах — фонолиты
Верхняя часть — трахибазальты, трахидолериты, трахиандезиты, кератофиры, нефелиниты, берешиты — около 1000 м	Верхняя подсвета — базальты, трахиандезитобазальты, андезиты и трахиандезиты, трахиты и кварцевые трахиты, берешиты — 890 м	Средняя подсвета — оливиновые и лабладоровые базальты, долеритобазальты, гиалобазальты, туфогенные конгломераты и брекчии — 275 м	Средняя часть — диабазы, оливиновые диабазы, нефелин-анальцимовые диабазы, нефелиниты, тералитовые порфириты, берешиты
Нижняя часть — трахибазальты и трахидолериты — около 1050 м	Нижняя подсвета — оливиновые и лабладоровые базальты, линозаиты, трахиандезитобазальты, отдельные покровы тефритов, фонолитов, меланефелинитов — 780 м	Нижняя подсвета — оливиновые и лабладоровые базальты, базальты, тефриты, берешиты — 420 м. Ниже берешитов — базальты неясной мощности	Нижняя часть — основные миндалефиры, диабазы, оливиновые диабазы, лабладоровые порфириты

ких [4], невыдержанность отдельных покровов эффузивных пород, которые могли бы служить "маркирующими горизонтами" среди довольно монотонных базальтов, условия обнаженности — все это не позволяет надежно проследить отдельные части разреза на значительные расстояния.

Следует подчеркнуть, что нефелинсодержащие породы локализованы преимущественно в двух крупных участках (в бассейне р. Урюп и в бассейне рек Береш—Ничкурюп), расстояние между которыми составляет около 25–30 км. Набор нефелиновых пород в этих участках почти одинаков, преобладающими породами являются берешиты; в бассейне р. Урюп, помимо берешитов, встречаются нефелиниты, тефриты и фонолиты (с фенокристаллами нефелина), в бассейне рек Береш—Ничкурюп — нефелиниты и тефриты.

Вулканические породы встречаются главным образом в лавовой фации, но, кроме того, известны также согласные силлы и секущие дайковые формы залегания. В виде силла сложной кулисообразной формы залегают берешиты Андрушкиной речки (бассейн р. Береш), силловая форма отмечается в некоторых случаях для тефритов [1]. Возможно, что в виде силлов залегают также полнокристаллические равномернозернистые или неясно-порфировые долериты. В пределах Горячегогорского массива и во вмещающих его породах известны дайки берешитов. Отмечаются дайки базальтов, секущие как эффузивную толщу (долина р. Батанаюл), так и интрузивные щелочные породы (Кия-Шалтырский, Тулукюльский и другие массивы). Центральные части наиболее мощных даек иногда раскристаллизованы до габбро-долеритов.

В главе 1 уже было кратко рассмотрено общее положение щелочно-базальтовой ассоциации Кузнецкого Алатау относительно главных трендов, установленных Л.С. Бородиным для типизации базальтовых серий на диаграммах $(Na + K)/Ca - A_c$ и $(Na + K) - A_c$ [7].

Поэтому целесообразно остановиться более подробно на разборе особенностей химического состава отдельных групп пород этого региона с привлечением необходимых петрографических данных и нового аналитического материала, полученных по результатам полевых исследований Л.Д. Туголесова, Л.С. Бородина и И.К. Пятенко в 1983 г.

Необходимо отметить, что петрохимические тренды, рассчитанные с использованием показателя общей кислотности A_c и щелочно-известкового параметра $(Na + K)/Ca$, относятся преимущественно к кайнотипным эффузивным сериям. Как было выявлено на примере рассматриваемой палеотипной эффузивной серии Кузнецкого Алатау, вторичные изменения наиболее заметно сказываются в нефелинсодержащих породах в уменьшении количества натрия и соответствующем изменении величин указанных выше петрохимических показателей. При этом падает величина щелочно-известкового параметра и возрастает величина A_c , в знаменатель которой натрий входит с высоким коэффициентом, равным 8,5. Это приводит к некоторому растяжению групп точек однотипных пород. Плагноклаз и в особенности пироксен гораздо меньше подвержены вторичным изменениям, которые практически не отражаются на характере петрохимических трендов для безнефелиновых пород.

На диаграмме $A_c - (Na + K)/Ca$ (рис. 40) большая часть точек базальтов и базанитов располагается вдоль линии генерального щелочно-базальтового тренда. В интервале значений щелочно-кальциевого параметра примерно от 1,2 до 3 наблюдается разрыв в полосе точек, и выше него располагаются точки трахиандезитов и трахифонолитов, лежащие вдоль продолжения той же линии. От линии основного щелочно-базальтового тренда отходят три более или менее четко выраженных субтренда — нефелинитовый, берешитовый и андезитобазальт-трахитовый.

Первое из упомянутых выше ответвлений отходит влево вверх и объединяет восемь точек нефелинитов, причем растянутость точек нефелинитов вдоль линии $(Na + K)/Ca$ отражает, вероятно, изменение их состава под влиянием вторичных процессов, о чем было сказано выше.

Вторая ветвь отходит также влево от верхней части базальтовой полосы и тянется вверх практически вертикально, т. е. при постоянном значении

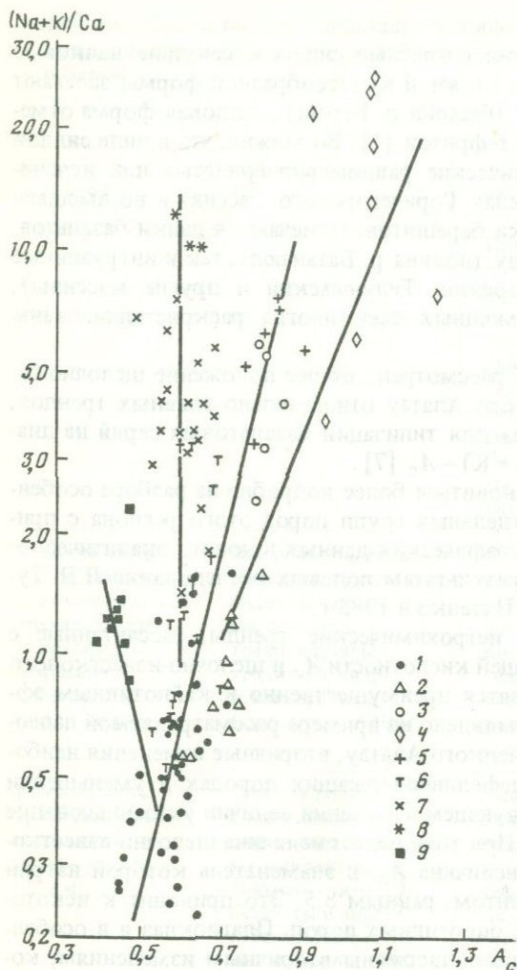


Рис. 40. Диаграмма $A_c - (Na + K) / Ca$ для пород щелочно-базальтовой серии Кузнецкого Алатау

1 — пикритовые порфириды, анкармиты, базальты, долериты, базаниты; 2 — андезитобазальты; 3 — трахиандезиты и андезиты; 4 — трахиты; 5 — трахифонолиты; 6 — тефриты; 7 — берешиты; 8 — фонолиты; 9 — нефелиниты

A_c . Вокруг этой линии концентрируются точки базанитов, тефритов, берешитов и на самом верху графика — фонолитов. Довольно широкий разброс точек берешитов объясняется как вариациями количества нефелина, так вероятно, и различной степенью вторичных изменений последнего.

Третье ответвление отходит вправо и соответствует известково-щелочному тренду базальтового пучка. Вдоль него располагаются точки андезитобазальтов, андезитов и высококремнистых трахитов, содержащих нормативный, а иногда и модалный кварц.

Диаграмма $A_c - (Na + K)$ (рис. 41) хорошо дополняет предыдущую, характеризуя те же самые тренды. Хорошо видно, что разрыв основной

линии щелочно-базальтового тренда (между базальтами и трахифонолитами) касается величин как A_c , так и суммарной щелочности. Основное скопление точек берешитов располагается по диагонали к общему берешитовому тренду, образуя "ложный тренд", возникновение которого обусловлено процессами вторичного изменения пород. Отчетливо прослеживается полоса конечных продуктов различных линий дифференциации, окаймляющая сверху все поле эффузивных пород: фонолиты — трахифонолиты и трахиандезиты — трахиты (кварцевые и кварц-нормативные). Незавершенным выглядит только нефелинитовое ответвление; единственная точка лейконефелинита располагается на обеих диаграммах не на продолжении этого тренда, а в промежутке между основными скоплениями точек нефелинитов и берешитов, примерно посередине между нефелинитовой и берешитовой трендовыми линиями.

Для лучшего представления о химизме рассматриваемой серии необходимо рассмотреть еще одну диаграмму — $A_c - \Sigma(Fe + Mg + Ti)$. Ось фе-

Рис. 41. Диаграмма $(Na + K) - A_c$ для щелочно-базальтовой серии

пород Кузнецкого Алатау

Условные обозначения те же, что и на рис. 40

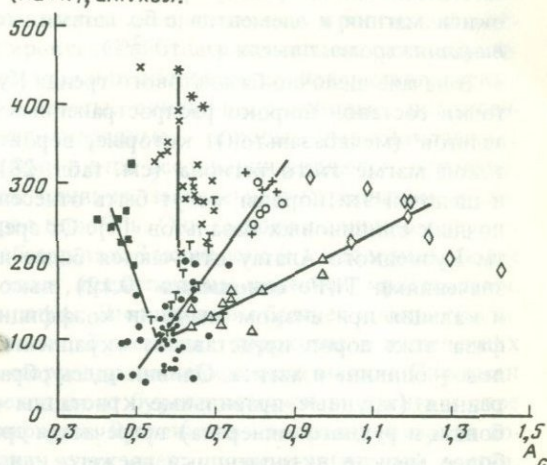


Рис. 42. Диаграмма $\Sigma(Fe + Mg + Ti) - A_c$ для щелочно-базальтовой серии пород Кузнецкого Алатау

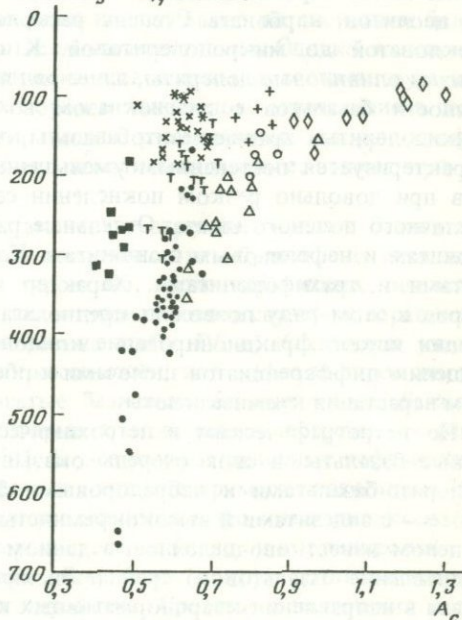
Условные обозначения те же, что и на рис. 40

мических компонентов на графике (рис. 42) направлена сверху вниз, чтобы расположение фигуративных точек было подобно расположению таковых на предыдущих диаграммах. Точки на данной диаграмме располагаются более кучно, основные линии дифференциации выражены не так отчетливо, как на предыдущих диаграммах, и не сохраняют прямолинейности, но все же могут быть приблизительно намечены. Хорошо видна полоса конечных дифференциатов, содержащих наименьшее количество темноцветных минералов. Сближенность и криволинейность трендовых линий свидетельствуют о том, что распределение феррических компонентов, хотя и отражает основные закономерности дифференциации, но не в такой степени, как распределение щелочных элементов, главным образом вследствие преобладания полевошпатового фракционирования на поздних ее стадиях.

Большая часть пород вулканической серии Кузнецкого Алатау, как уже было отмечено, принадлежит щелочно-базальтовому тренду.

Наиболее меланократовые разности этой серии, пикритовые порфириды, встречаются редко и характеризуются очень низкими значениями щелочно-кальциевого параметра ($< 0,3$). Они оторваны от начала базальтового ряда и представляют собой, вероятно, аккумулятивные образования. Это су-

$\Sigma(Fe+Mg+Ti)$, ат. кол.



щественно оливиновые породы с высокими (около 20%) содержаниями окиси магния и элементов с большими коэффициентами распределения — ванадия, хрома, никеля ($n \cdot 10^{-2}\%$).

В начале щелочно-базальтового тренда Кузнецкого Алатау располагаются точки составов широко распространенных здесь оливин-пироксеновых базальтов (мелабазальтов), которые, вероятно, близки к исходной базальтовой магме этого региона (см. табл. 28). По соотношению кремнезема и щелочей эти породы могут быть отнесены к типу континентальных щелочных оливиновых базальтов [4]. От среднего состава последних базальты Кузнецкого Алатау отличаются более низкими содержаниями титана и значениями Ti/Fe отношения (0,12), высокими содержаниями алюминия и кальция при низком значении коэффициента агапитности (0,2). Ранняя фаза этих пород представлена вкрапленниками только цветных минералов — оливина и авгита. Оливин здесь образует две генерации, из которых ранняя (крупные правильные кристаллы — полные псевдоморфозы карбоната и рудного минерала) встречается сравнительно редко. Преобладают более мелкие вкрапленники свежего или замещенного частично боулингом оливина. Пироксен слабо зонален, с буроватым ядром (титан-авгит). Базис имеет пироксен-плагиоклазовый состав с примесью рудного, хлорита, цеолитов, карбоната. Степень раскристаллизации базиса варьирует от стекловатой до микродолеритовой. К оливин-пироксеновым базальтам близки оливиновые долериты, далее ряд продолжают более лейкократовые разности базальтов с плагиоклазом во вкрапленниках, трахибазальты, трахидолериты, трахиандезитобазальты, трахиандезиты. Этот ряд пород характеризуется постепенным уменьшением количества цветных минералов при довольно резком поокислении состава плагиоклаза и появлении щелочного полевого шпата. Отдельные разности этого ряда близки к шошонитам и нефелиновым шошонитам. Конечные члены представлены трахитами и трахифонолитами. Характер изменения химического состава пород в этом ряду позволяет предполагать, что основную роль в его эволюции играло фракционирование клинопироксена. Это приводило к обогащению дифференциатов щелочами и обеднению — кальцием при умеренном нарастании кремнекислоты.

По петрографическим и петрохимическим свойствам оливин-пироксеновые базальты, в свою очередь, оказываются связанными переходами с долерито-базальтами и лабрадоровыми базальтами (лейкобазальтами) и далее — с андезитами и высококремнистыми трахитами. Этот ряд образует в целом известково-щелочное, в данном случае локально представленное направление базальтового тренда. Эволюции исходного базальтового расплава в направлении кварцнормативных и кварцсодержащих дифференциатов, возможно, способствовало дополнительное (к клинопироксену) фракционирование значительных количеств рудного минерала. На это указывает находка В.С. Гладких отдельных покровов базальтов, содержащих до 25% рудного минерала.

Породы, начинающие базанитовый ряд, располагаются на диаграмме $A_c - (Na + K)/Ca$ ниже исходной точки глобального трендового пучка базальтовых серий. Петрографически это довольно своеобразная группа пород, в целом отвечающая по составу меланократовым базанитам с базисным нефелином или породам, близким к анкарамитам (без нефелина, иногда

с анальцитом в базисе). Для этих пород характерно присутствие большого количества (до 25–45%) неравномерно распределенных кристаллов и обломков кристаллов оливина, пироксена, иногда плагиоклаза, реже нефелина, а также сростков этих минералов или обломков полнокристаллических пород того же состава (пироксениты, оливин-пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые, нефелин-плагиоклазовые породы, плагиоклазиты) (табл. II, а, б)*. Наиболее ранними в этой ассоциации являются, вероятно, крупные правильные кристаллы оливина, замещенные карбонатом, в сростании с которыми обычно бурая шпинель. Они сходны с оливином первой генерации, отмечаемым в мелабазальтах. Так же как и в последних, более поздняя генерация оливина здесь представлена мелкими кристаллами, частично замещенными боулингитом. Этот оливин образует иногда сростания с пироксеном и плагиоклазом. Кристаллы пироксена в выделениях имеют вид обломков, нередко корродированы основной массой. Пироксен почти всегда зональный, с переходом от бурого титанистого авгита в ядре к бесцветному авгиту по периферии. Встречается сложная повторная зональность, в отдельных случаях ядро имеет диопсид-авгитовый состав. Плагиоклаз (лабрадор) отмечается в единичных случаях, чаще всего в виде обломков, корродированных основной массой. В обломках полнокристаллических пород оливин, пироксен и плагиоклаз по свойствам близки к тем, что встречаются в виде отдельных кристаллов. Однако зональность пироксена не проявлена, по оптическим свойствам он соответствует авгиту—салиту. Обломки описанных пород и минералов, отвечающие в целом габброидной ассоциации, вероятно, можно рассматривать как раннюю фазу кристаллизации в промежуточном магматическом очаге, вынесенную при его взламывании.

Необходимо особо отметить такситовое строение базиса в базанитах и анкарамитах (табл. III, а, б). В последних это обусловлено сгущением микролитов плагиоклаза или пироксена, цементированных цеолитами или хлоритом. В мелабазанитах такситовое строение связано с неравномерным распределением в базисе нефелина (табл. IV, а). Отдельные участки базиса имеют или плагиоклаз-пироксеновый, или нефелин-пироксеновый ("нефелинитовый") состав. Богатые базисным нефелином мелабазаниты близки к меланефелинитам, которые в этом районе встречаются редко и были описаны В.С. Гладких [4]. Более распространенные нефелиниты в отличие от мелабазанитов совершенно лишены примеси плагиоклаза и содержат переменное количество вкрапленников нефелина и пироксена (авгита). Оливин в этих породах неравновесен к базису и корродирован с выделением рудного минерала, при этом базис вокруг реликтов оливина обычно обогащен микролитами пироксена. Сростки и включения полнокристаллических пород в нефелинитах не установлены.

Проследивая дальнейшую эволюцию базанитового ряда (рис. 40), можно отметить, что на первых этапах от мелабазанитов к базанитам и меланократовым разностям тефритов ход дифференциации почти совпадает с таковым щелочно-базальтового ряда. Это подтверждается и наличием постепенных переходов от мелабазанитов к анкарамитам с исчезновением базисного нефелина. Собственно анкарамиты по химизму уже приближаются к

*Табл. II–IV. см. между стр. 208, 209.

Таблица 28

Химический состав (в мас.%) пород вулканической серии Кузнецкого Алатау

Компоненты	Анкарамиты		Мелабазальты	
	1 2176	2 2197	3 2175	4 2182
SiO ₂	42,40	43,95	46,38	43,13
TiO ₂	0,95	1,15	1,10	1,18
Al ₂ O ₃	12,64	14,23	14,41	14,23
Fe ₂ O ₃	4,69	6,84	4,83	5,67
FeO	5,41	4,45	5,31	4,66
MnO	0,17	0,19	0,15	0,15
MgO	10,23	8,56	9,39	9,47
CaO	17,45	13,88	12,64	14,30
Na ₂ O	1,38	1,70	2,47	1,69
K ₂ O	0,21	0,55	0,61	0,40
P ₂ O ₅	0,19	0,57	0,26	0,34
H ₂ O ⁻	0,48	0,33	0,14	1,66
H ₂ O ⁺	3,79	3,56	2,26	2,26
F	0,03	0,10	0,05	0,10
Σ	100,02	100,02	100,00	99,20
A _c	0,52	0,59	0,60	0,57

1—26 — места взятия проб: 1 — Андриюшкина речка, 2 — Тараскин ключ, 3 — Андриюшкина речка, 4 — Тараскин ключ, 5 — левый берег р. Урюп, 6 — Тараскин ключ, 7 — верховья р. Семеновки, 8 — руч. Простокишенский, 9, 10 — Андриюшкина речка, 11 — ручей Простокишенский, 12, 13 — левый берег р. Урюп, 14—16 — правый берег

Компоненты	Базаниты					Тефриты	
	12 2235	13 2234	14 2190	15 2191	16 2189	17 2221	18 2245
SiO ₂	44,93	45,69	43,64	43,91	45,09	44,81	47,14
TiO ₂	1,16	1,41	1,21	1,18	1,36	0,85	0,75
Al ₂ O ₃	14,56	15,61	15,36	15,36	16,05	18,86	20,89
Fe ₂ O ₃	4,46	4,75	7,00	7,21	7,56	6,72	4,29
FeO	4,96	5,10	4,60	4,02	4,09	4,02	4,31
MnO	0,15	0,16	0,19	0,19	0,17	0,20	0,19
MgO	8,87	7,86	7,05	6,85	5,44	2,92	2,22
CaO	12,72	10,80	12,33	12,14	10,37	10,94	8,24
Na ₂ O	2,72	3,45	2,79	2,86	4,12	4,47	6,24
K ₂ O	1,00	0,90	0,80	0,82	0,90	1,10	0,80
P ₂ O ₅	0,59	0,54	0,45	0,46	0,51	0,72	0,51
H ₂ O ⁻	0,66	0,32	1,25	0,46	0,66	0,50	0,12
H ₂ O ⁺	2,62	2,98	2,80	3,60	3,80	3,51	3,58
F	0,08	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,06
Σ	99,45	99,62	99,52	99,11	100,17	99,67	99,43
A _c	0,57	0,60	0,58	0,60	0,61	0,61	0,64

Оливин-пироксеновые базальты и трахибазальты

5 2252	6 2195	7 2229	8 2170	9 2179	10 2178	11 2169
44,93	43,95	44,61	44,16	44,03	44,16	44,31
1,65	1,21	1,05	1,33	1,17	0,81	1,20
16,08	16,49	16,60	16,11	17,22	16,82	19,44
5,05	6,35	5,41	5,67	5,40	4,46	6,18
6,68	4,66	5,74	5,03	6,39	5,89	4,25
0,20	0,19	0,20	0,17	0,19	0,19	0,18
7,66	7,45	6,55	6,05	5,34	4,84	4,68
11,60	10,37	11,22	12,56	11,50	9,95	9,66
3,73	3,45	3,10	3,40	3,93	6,07	4,33
0,50	0,45	0,70	0,70	0,70	0,90	1,05
0,36	0,27	0,52	0,44	0,56	0,54	0,60
0,26	0,72	0,39	0,34	0,46	0,40	0,50
1,54	4,50	2,98	3,12	2,94	3,94	2,60
0,05	0,05	0,10	0,07	0,10	0,11	0,07
100,27	100,09	99,13	99,12	99,89	99,03	99,02
0,57	0,59	0,60	0,58	0,57	0,55	0,60

р. Береш, 17 — руч. Батанаюл, 18 — верховья р. Семеновки, 19 — в 5 км к 3 от дер. Парная, 20 — борт р. Едетка, 21, 22 — борт Тараскина ключа, 23, 25 — вершина горы Каменной, 24 — Андриюшкина речка, 26 — лог к югу от Тараскина ключа.

Тефриты		Известково-щелочные базальты, андезитобазальты и андезиты					
19 2209	20 2240	21 2200	22 2192	23 2215	24 2174	25 2213	26 2183
49,49	49,36	46,40	46,77	48,35	49,30	50,33	50,65
0,54	0,85	1,17	1,17	1,11	1,20	1,02	0,91
19,59	19,72	16,49	14,62	15,02	18,52	15,94	17,84
4,00	6,39	5,08	5,02	3,67	5,90	4,08	5,04
4,09	3,16	5,82	5,74	6,89	2,65	4,31	3,73
0,17	0,19	0,18	0,18	0,15	0,12	0,15	0,12
3,72	2,12	6,24	7,45	8,16	5,74	5,74	3,72
7,01	5,04	10,79	12,62	9,11	9,39	9,11	7,29
5,73	7,12	2,91	3,45	3,99	3,48	4,15	3,99
1,55	3,30	0,80	0,45	0,80	0,60	1,00	2,10
0,27	0,36	0,44	0,51	0,33	0,32	0,31	0,56
0,69	0,26	0,36	0,37	0,39	0,94	0,94	0,38
3,39	3,34	3,17	2,96	1,99	2,17	2,71	3,04
0,09	0,08	0,08	0,09	0,05	0,05	0,05	0,08
100,29	101,26	99,90	101,36	99,99	100,36	99,83	99,42
0,68	0,64	0,65	0,60	0,64	0,72	0,71	0,76

меланократовым оливин-пироксеновым базальтам, отличаясь только большим содержанием оливина и соответственно магния. Можно отметить и петрографическое сходство между меланократовыми тефритами (линозитами, по В.С. Гладких) и базальтами, разница между которыми заключается в наличии или отсутствии нефелина в базисе при близком составе вкрапленников (оливин, пироксен, основной плагиоклаз). Они оказываются близки и по специфике химизма, в частности по низким содержаниям титана и высоким — алюминия и кальция. Четкое отделение базанитового ряда пород от пород щелочно-базальтового тренда начинается только в дифференциатах на уровне лейкотефритов или берешитов, обогащенных порфиоровыми выделениями нефелина.

Приведенные данные позволяют предполагать, что базанитовый ряд пород Кузнецкого Алатау не является самостоятельным, а развивается локально на фоне широко проявленного базальтового вулканизма и генетически с ним связан. Эта связь подтверждается переменным содержанием нефелина в базисе базанитов и их постепенными переходами в безнефелиновые анкармиты и мелабазальты. Преобразование базальтовой магмы с увеличением щелочности и ее переход в базанитовую, возможно, происходили только при определенных условиях в промежуточном магматическом резервуаре и связаны с ранним выделением клинопироксена, на что указывает существенно пироксеновый (авгитовый) состав обломков в мелабазанитах. Эти обломки представляют собой, скорее всего, фрагменты ранней фазы кристаллизации промежуточного очага — меланократовой "пироксенитовой" оторочки. Относительное обеднение магмы кремнекислотой при выделении из нее клинопироксена наряду с концентрацией легкоподвижных щелочных компонентов вверх камеры под меланократовой оторочкой могло привести к увеличению щелочности расплава, уже неравновесного с минералами ранней фазы. Образование меланефелинитов, сходных в целом с мелабазанитами, вероятно, можно трактовать как более полное проявление того же процесса преобразования базальтовой магмы в условиях промежуточной камеры. Петрографические наблюдения позволяют предполагать такую возможность. Мы имеем в виду описанную В.С. Гладких и отмечавшуюся также и нами неоднородность базиса базанитов, заключающуюся в чередовании микроучастков нефелин-пироксенового и пироксен-плагиоклазового состава при одинаковом наборе вкрапленников (оливин, пироксен). Если допустить, что механизм возникновения такой неоднородности действовал не только в микро-, но и в макромасштабе, то он мог привести к расщеплению мелабазанитовой магмы и ее преобразованию в более щелочную, бесплагиоклазовую, отвечающую составу меланефелинита. Действительно, мелабазаниты и меланефелиниты близки по соотношению щелочей и кремнезема, содержанию магния и суммарной щелочности. Меланефелиниты отличаются только повышенной по сравнению со всеми другими породами этой ассоциации содержаниями титана и более высокой железистостью при отношении $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} < 1$. Можно предполагать поэтому, что их образование сопровождалось накоплением титана, возможно, в виде аккумулятивного ильменита. Аккумулятивный характер накопления титана в меланефелинитах подтверждается тем, что самые ближайшие их дифференциаты — собственно нефелиниты — характеризуются необычно низ-

Таблица 29

Химический состав (в мас.%) нефелинитов Кузнецкого Алатау

Компонент	С-41	ЕДА-1	ЕДА-2	Ф-1849	Ф-2226	Ф-2186	П-116
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	37,27	41,50	41,00	41,91	42,38	41,27	39,22
TiO ₂	1,15	1,30	1,24	0,90	0,98	0,84	0,91
Al ₂ O ₃	18,25	16,70	17,00	16,96	16,60	16,38	15,58
Fe ₂ O ₃	5,07	6,58	6,31	6,62	6,15	3,62	8,61
FeO	5,86	4,69	4,85	4,83	5,10	7,77	4,21
MnO	0,24	0,21	0,15	0,23	0,22	0,24	0,10
MgO	6,13	4,99	4,53	4,40	4,53	3,49	3,63
CaO	13,15	12,23	12,41	12,20	12,20	12,16	12,80
Na ₂ O	6,78	5,82	6,64	6,75	7,21	7,52	4,79
K ₂ O	1,39	1,78	1,93	1,95	1,90	1,73	1,83
P ₂ O ₅	0,85	0,64	1,02	0,95	0,85	0,92	1,80
CO ₂	0,49	0,82	0,61	0,66	<0,22	<0,22	1,95
H ₂ O ⁺	2,59	1,98	1,37	1,02	1,56	3,67	3,93
H ₂ O ⁻	0,32	0,35	0,23	0,14	0,09	0,16	0,20
F	0,31	0,07	0,07	0,10	0,11	0,10	0,63
Σ	99,72	99,63	99,33	99,58	99,91	99,98	99,93
A _c	0,40	0,48	0,45	0,47	0,46	0,45	0,49

1-5 — нефелиниты из верховьев р. Семеновки; 1 — по В.С. Гладких, 1966 г., 2-3 — по материалам Е.Д. Андреевой, ЦХЛ ИГЕМ АН СССР; 4 — аналитик М.А. Полякова, БГГЭ; 5 — аналитик В.Д. Богомолова, ИМГРЭ; 6-7 — нефелиниты с левого берега Ничкюрюпа; 6 — аналитики М.А. Полякова, Н.Н. Сухова, БГГЭ; 7 — по В.С. Гладких, 1966 г.; 8 — лейконефелинит из верховьев р. Семеновки, аналитик В.Д. Богомолова, ИМГРЭ; 9-13 — средние составы нефелинитов; 9-10 — по С. Нокколду, 1954 г.; 11 — по Р. Дэли, 1960 г.; 12-13 — по К. Вуду, 1968 г.

кими для такого типа пород содержаниями титана, которые находятся на уровне бедных титаном базальтов Кузнецкого Алатау.

Сказанное выше согласуется с обедненностью нефелинитов не только титаном, но и такими остаточными элементами, как рубидий, ниобий, цирконий, редкие земли, содержания которых в несколько раз ниже, чем в типичных нефелинитах континентальных рифтовых ассоциаций. Высокие содержания некогерентных элементов в последних связываются обычно с малой степенью селективного плавления исходного вещества мантии. Геохимические особенности нефелинитов Кузнецкого Алатау, их ограниченное развитие и отсутствие четко выраженной автономной нефелинитовой серии не соответствуют указанной модели генезиса.

Нефелиниты вулканической серии Кузнецкого Алатау состоят из примерно равных количеств пироксена и нефелина с примесью магнетита. В лейкократовых разностях накопление нефелина идет главным образом, за счет увеличения его количества во вкрапленниках. В основной массе нефелинитов постоянно отмечаются реликты резорбированного оливина с каймой рудного минерала. По сравнению со средними типами нефелини-

Таблица 29 (окончание)

Компо- нент	Ф-2228	Оливино- вый нефе- линит	Нефелинит	Нефелинит	Оливино- вый нефе- линит	Нефелинит
	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	42,40	40,29	39,07	41,17	39,40	41,85
TiO ₂	0,74	2,90	3,86	1,35	3,04	2,36
Al ₂ O ₃	22,14	11,32	12,82	16,83	11,50	10,35
Fe ₂ O ₃	7,50	4,87	8,75	7,61	5,14	6,89
FeO	3,05	7,69	6,39	6,64	8,05	6,23
MnO	0,19	0,22	0,26	0,16	0,20	0,16
MgO	1,54	13,28	6,14	3,72	12,20	10,13
CaO	7,91	12,99	14,20	10,12	12,61	14,03
Na ₂ O	8,64	3,14	4,09	6,45	3,43	3,55
K ₂ O	1,86	1,44	2,07	2,49	1,20	1,44
P ₂ O ₅	0,61	0,78	0,76	1,04	0,88	0,71
CO ₂	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁺	3,78	1,08	1,59	2,42	То же	То же
H ₂ O ⁻	0,17	Не опр.	Не опр.		2,55	2,48
F	Не обн.	То же	То же	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Σ	100,53	100,00	100,00	100,00	100,20	100,18
A _c	0,49	0,44	0,45	0,47	0,44	0,48

тов, по С. Нокколдсу и К. Вуду, описываемые нефелиниты имеют более лейкократовый состав. Сопоставление их с породами нефелинитовой серии Восточно-Африканского рифта (анализы которых приведены в работах Д. Бейли, 1976 г., А.И. Полякова, 1974 г., М. Леба, 1977 г., Б. Кинга и Д. Сатерленда, 1969 г.) также показывает, что по содержаниям большинства компонентов и их соотношениям анализы нефелинитов Кузнецкого Алатау соответствуют наиболее лейкократовым членам ряда нефелинит—меланефелинит, а отдельные разности близки к фonoлитовым нефелинитам (табл. 29).

Нефелиниты Кузнецкого Алатау отличаются от восточно-африканских не только более низкими содержаниями окиси титана (около 1% вместо 2–3%), но и коэффициентом агаптитности. При одинаковых содержаниях щелочей описываемые нефелиниты содержат гораздо больше алюминия, чем их африканские аналоги. Весьма примечательно, что интрузивные породы уртит-мельтейгитового ряда и слагающие их нефелин и пироксен в щелочно-габброидных комплексах тоже имеют повышенную глиноземистость и пониженный коэффициент агаптитности в отличие от своих аналогов в щелочно-ультраосновных комплексах (Л.Д. Туголесов и др., 1979 г.). Поскольку нефелинитовая серия Восточно-Африканского рифта относится к щелочно-ультраосновному формационному типу, а нефелиниты Кузнецкого Алатау входят в щелочно-базальтовую серию, сопряженную с щелочно-габброидным интрузивным комплексом, повышенная глиноземистость рассматриваемых нефелинитов, как и бедность остаточными

элементами, являются, по-видимому, специфическими особенностями бесполевошатовых пород, возникших в результате эволюции щелочно-базальтовой магмы, в отличие от производных самостоятельной щелочно-ультраосновной магмы.

По общему низкому уровню содержания литофильных редких элементов (ниобия, циркония, редких земель и др.) щелочно-базальтовая серия Кузнецкого Алатау заметно отличается даже от петрохимически близких ассоциаций континентальных щелочных оливиновых базальтов [4]. Еще в большей степени различаются щелочные базальтоиды этого региона и богатые литофильными редкими элементами "ювенильной" группы автономные щелочно-базальтоидные серии таких рифтовых ассоциаций, как Восточно-Африканская.

Суммируя имеющиеся данные по распределению редких элементов в рассмотренных выше группах пород, которые стоят в основании разных субтрендов вулканической серии Кузнецкого Алатау, можно отметить следующее (табл. 30).

Оливин-пироксеновые базальты, состав которых принимается нами за исходный, и стоящие в основании известково-щелочного субтренда оливиновые долериты идентичны по содержаниям микроэлементов и главным индикаторным геохимическим отношениям (Ni/Co , Cr/V , Sr/Ba , K/Rb , Na/K). В трахибазальтах, лейкобазальтах и далее в еще более лейкократовых породах происходит закономерное уменьшение содержаний элементов сидерофильной группы и отношений Ni/Co , Cr/V и увеличение (в 2–3 раза) содержаний элементов литофильной группы (Ba , Rb , Li). Одновременно уменьшается K/Rb отношение примерно от 800 до 400 в трахитах и трахифонолитах, что типично для большинства дифференцированных вулканических серий.

Оливин-пироксеновые базальты и дающие начало тефрит-берешитовому субтренду базаниты также оказываются близки по содержанию Co , Cr , V , Li и по величине отношений Sr/Ba , Cr/V , K/Rb . По сравнению с базальтами базаниты несколько обогащены Sr и Ba , а их меланократовые разности, содержащие обломки оливин-пироксеновых пород, оказываются богаче Ni , Cr и V . Тенденция к относительному обогащению литофильными редкими элементами при уменьшении сидерофильных и снижении Ni/Co и Cr/V отношений продолжается к нефелинитам, что соответствует их более высокой щелочности и более лейкократовому (по сравнению с базанитами и базальтами) составу. Базальты, базаниты и нефелиниты в целом близки по значению K/Rb -отношения, которое колеблется в пределах 700–800. Специфической особенностью нефелинитов оказываются высокие абсолютные содержания Sr и Ba и сравнительно высокое Sr/Ba отношение (3,1) при близких к базальтам и базанитам абсолютных содержаниях кальция в этих породах (12–13% CaO).

Возвращаясь к рассмотрению диаграммы $A_c - (\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$ (см. рис. 40), отметим, что выше нефелинитового субтренда щелочно-базальтового пучка располагается более характерный для этого района берешитовый (или тефрит-берешитовый) тренд. Берешиты – наиболее распространенные нефелинсодержащие (до 40% нефелина) эффузивы Кузнецкого Алатау, являющиеся потенциальным глиноземным сырьем. Поэтому наибольшее число имеющихся в литературе анализов (после базальтов) принадлежит

Таблица 30

Микроэлементы (в г/т) в вулканических породах Кузнецкого Алатау

Компонент	Базальты меланократовые (5) *	Трахиандезитобазальты (11)	Долериты (11)	Трахифонолиты	Трахиты (4)
Ni	103	37	101	8	5
Co	40	34	39	9	7
Sr	854	878	563	522	537
Ba	568	586	293	1056	475
Cr	175	74	142	13	6
V	134	129	133	16	9
Rb	<6	16	<13	89	77
Li	23	19	14	104	21
K ² *	0,60	0,68	0,6	3,7	3,41
Na ² *	2,5	2,89	2,6	5,2	4,54
Ni/Co	2,6	1,1	2,6	0,9	0,7
Cr/V	1,3	0,6	1,1	0,8	0,7
Sr/Ba	1,5	1,5	1,9	0,5	1,1
K/Rb	880	680	800	413	442
Na/K	4,2	4,3	4,3	1,4	1,3
Nb	Не опр.	Не опр.	Не опр.	28	28
Zr	140	220	170	410	570
ΣTR ³ *	72	116	32	100	182

* В скобках — количество анализов.

2* Na и K — в мас. %.

3* Сумма содержаний 7 лантаноидов, определяемых нейтронно-активационным анализом.

Компонент	Базаниты (7)	Тефриты (5)	Берешиты (11)	Фонолиты (2)	Нефелиниты (5)
Ni	149	13	<5	5,5	24
Co	39	17	7	5	22
Sr	1017	1190	1070	350	3540
Ba	664	998	1463	450	1142
Cr	148	21	10	5	15
V	127	37	7	7	22
Rb	14	24	26	120	20
Li	23	45	88	105	35
K ² *	0,75	1,1	1,97	3,68	1,45
Na ² *	2,06	3,1	5,94	7,12	5,37
Ni/Co	3,8	0,76	0,7	1,1	1,1
Cr/V	1,2	0,6	1,4	0,7	0,7
Sr/Ba	1,5	1,2	0,7	0,8	3,1
K/Rb	743	458	760	306	725
Na/K	2,7	2,8	3,0	1,9	3,7
Nb	Не опр.	18	30	35	21
Zr	160	200	318	390	190
ΣTR ³ *	66	108	133	147	130

берешитам. В табл. 31 приведены только оригинальные анализы, ранее не публиковавшиеся.

Берешиты связаны с тефритами постепенными переходами и отличаются от них резким преобладанием вкрапленников нефелина над вкрапленниками плагиоклаза и пироксена, иногда вообще отсутствующими в берешитах, тогда как в тефритах объемы фенокристаллов всех трех минералов сопоставимы. В базисе тех и других пород плагиоклаз преобладает над нефелином, но в тефритах базис содержит больше темноцветных минералов. В тефритах, помимо пироксена, встречается оливин, в берешитах же лишь изредка отмечаются его отдельные зерна. Состав плагиоклазов в берешитах варьирует от лабрадора до альбита, в тефритах присутствуют только лабрадор и андезин, во вкрапленниках, как правило, более основной, часто наблюдается нормальная зональность.

Весьма существенной особенностью берешитов является резко выраженная зональность вкрапленников нефелина (отчетливо проявляющаяся при его гидротермальном изменении), в которых насчитывается до 10 и более концентрических зон, различающихся составом, размером и ориентировкой частиц в шпреуштейновом агрегате (табл. IV, б).

Тефриты в целом — более меланократовые и менее щелочные породы по сравнению с берешитами, хотя встречаются лейкократовые разности тефритов, которые по содержаниям щелочей и фемических компонентов соответствуют берешитам. Родство их подчеркивается также и тем, что даже у наиболее меланократовых разностей тефритов общая железистость

$$\left(\frac{100(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}} \right)$$
 не опускается ниже 64, а у лейкократовых дости-

гает 80–85, как и у большей части берешитов. По-видимому, тефриты являются промежуточными породами между базанитами и берешитами. Переход происходит в результате сепарации и накопления вкрапленников нефелина, однако механизм этого перехода неясен. Можно предполагать гравитационное разделение в магме нефелина и пироксена, значительно труднее — разделение нефелина и плагиоклаза, разница в удельных весах которых невелика. Возможно, здесь имели место процессы типа флотационных. Каким бы, однако, ни был этот механизм, берешиты, очевидно, являются результатом накопления нефелина на магматической стадии; крупные размеры и зональное строение фенокристаллов нефелина свидетельствуют о длительности их формирования и неравновесном характере кристаллизации.

Во всех описаниях берешитов, выполненных предшествующими исследователями (И.К. Баженов, 1945 г., И.В. Лучицкий, 1960 г.) [1,4], оставлена без обсуждения одна весьма существенная особенность их состава. Мы имеем в виду резкое несоответствие состава вкрапленников и основной массы. Объем вкрапленников нефелина в большей части берешитов примерно на порядок больше, чем вкрапленников плагиоклаза и пироксена. В двух шлифованных образцах берешитов площадью 116 и 120 см² были подсчитаны количественные соотношения вкрапленников нефелина (40,2 и 38,7%), плагиоклаза (0 и 0,3%), пироксена (1,3 и 0,7%) и базиса (58,5 и 60,3%). В базисе плагиоклаз ($\pm$ щелочной полевой шпат) в количественном отношении всегда преобладает над нефелином. Это хорошо

Таблица 31

Химический состав берешитов (в мас. %)

Компо- ненты	1 AP-8	2 AP-9	3 ФН-742	4 Ф-1863	5 Ф-1864	6 Ф-1869	7 Ф-1871
SiO ₂	46,5	46,4	46,50	49,72	48,59	52,64	50,60
TiO ₂	0,64	0,64	0,50	0,32	0,38	0,33	0,44
Al ₂ O ₃	23,1	23,8	24,85	22,99	22,32	19,34	21,88
Fe ₂ O ₃	7,54	7,08	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	0,79	0,83	8,51	6,97	7,39	7,21	9,37
MnO	0,27	0,27	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	0,94	0,82	1,08	0,81	1,02	0,89	1,14
CaO	5,0	4,0	3,04	2,94	3,26	2,12	2,99
Na ₂ O	7,7	7,4	8,86	10,65	10,31	9,86	8,34
K ₂ O	2,3	2,5	2,24	2,03	1,85	4,43	1,44
P ₂ O ₅	0,31	0,30	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CO ₂	1,13	1,05	То же	То же	То же	То же	То же
H ₂ O ⁺	Не опр.	Не опр.	"	"	"	"	"
H ₂ O ⁻	То же	То же	"	"	"	"	"
П.п.п.	5,2	6,2	4,69	4,00	4,40	4,73	4,32
Σ	99,98	99,94	100,27	100,43	100,52	100,55	100,52
A _c	0,62	0,64	0,58	0,61	0,61	0,67	0,70

1-7 — берешиты Андрушкиной речки: 1, 2 — представительные технологические пробы, анализы выполнены в ВАМИ; 3-7 — штучные пробы, анализы выполнены на квантометре в спектральной лаборатории ИМГРЭ, аналитик Н.С. Бодрягина; 8-14 — берешиты участка руч. Батанаюл: 8 — образец Е.Д. Андреевой, анализ выполнен в ЦХЛ ИГРЕМ АН СССР, 9 — анализ выполнен в химической лаборатории ИМГРЭ, аналитик В.Д. Богомолова, 10-14 — анализы выполнены в химической лаборатории БГГЭ, аналитик М.А. Полякова.

Компо- ненты	8	9 Ф-2219	10 Ф-1818	11 Ф-1822	12 Ф-1825	13 Ф-1823	14 Ф-1821
SiO ₂	46,10	46,43	48,50	47,26	47,99	47,73	47,73
TiO ₂	0,39	0,37	0,31	0,50	0,60	0,56	0,55
Al ₂ O ₃	22,50	23,57	24,17	21,94	21,62	20,88	20,88
Fe ₂ O ₃	4,83	3,96	3,40	6,63	5,51	6,79	6,76
FeO	0,96	2,48	3,39	2,09	2,95	3,03	4,39
MnO	0,10	0,12	0,17	0,22	0,16	0,23	0,23
MgO	0,72	0,92	0,80	1,00	1,40	1,10	1,00
CaO	4,62	3,67	6,17	4,63	7,01	3,79	3,79
Na ₂ O	6,64	12,15	6,30	6,80	5,85	6,65	7,25
K ₂ O	3,37	2,27	2,00	2,70	1,55	2,20	2,00
P ₂ O ₅	0,16	0,11	0,23	0,42	0,58	0,50	0,52
CO ₂	2,94	Не опр.	0,88	1,54	0,66	1,54	0,66
H ₂ O ⁺	5,54	3,52	2,82	3,34	2,26	3,36	2,96
H ₂ O ⁻	1,08	0,21	0,14	0,18	0,32	0,24	0,16
П.п.п.	Не опр.	Не опр.	4,44	5,48	3,80	5,52	4,00
Σ	99,95	99,78	100,02	99,85	99,34	99,22	99,26
A _c	0,65	0,51	0,67	0,66	0,68	0,70	0,67

видно в тех разностях, где базис достаточно раскристаллизован и сравнительно мало изменен. Базис берешитов также значительно богаче пироксеном (или продуктами его разложения) по сравнению с составом вкрапленников.

Сопоставление анализов двух штучных проб берешитов и базисов из них подтверждает эти наблюдения (табл. 32). Базис обоих образцов содержит больше кремния и феррических компонентов и меньше алюминия и щелочей, особенно калия, чем порода в целом. Отношение кремния к алюминию, отражающее соотношения полевого шпата и нефелина, в базисе существенно выше, чем в породе. Низкие содержания калия в базисах указывают на преимущественно плагиоклазовый состав полевого шпата в анализирувавшихся образцах.

Вместе с тем как микроскопические наблюдения, так и данные химических анализов свидетельствуют о значительных вариациях состава базиса берешитов. Это относится в первую очередь к количеству темноцветных компонентов — величина суммы атомных количеств железа, магния и титана в крайних членах семейства берешитов различается в 2 раза. Меняется также состав полевого шпата от андезина до альбита, в некоторых образцах отмечается калиево-натриевый полевой шпат. Сопоставление приведенных анализов показывает, что по содержаниям кремния, титана, железа, магния и калия составы базисов различаются более заметно, чем валовые составы пород. Составы же нефелиновых концентратов, полученных из технологических проб берешитов Андриюшкиной речки, наоборот, более сопоставимы, чем исходные породы (см. табл. 32).

Таким образом, если рассматривать отдельно составы вкрапленников и базиса берешитов, то первый соответствует лейкократовому плагиоклазовому уриту, второй — лейкократовому тефриту (ФН-742), фонолитовому нефелиниту (Ф-2219) или фонолиту. Контраст между химизмом вкрапленников и базиса берешитов, крупные размеры вкрапленников нефелина (до 1–2 см) и их зональность согласуются с предположением о фракционировании кристаллов нефелина в эволюционирующем щелочном расплаве, состав которого стремится к фонолиту.

Наиболее веским доказательством фонолитовой тенденции берешитового расплава может служить обнаружение среди берешитов образца (Андриюшкина речка), химический состав которого полностью соответствует фонолиту (Ф-1869, табл. 33). Порода, помимо 15–20% вкрапленников нефелина и редких вкрапленников пироксена, содержит микровкрапленники нефелина и олигоклаза № 24–27 с каймами альбита (определить состав микролейст плагиоклаза не удалось ввиду их малых размеров); кроме того, в базисе обнаружена значительная примесь калиевого полевого шпата.

Следует отметить, что ранее описанные [1,4] фонолиты содержат нефелин только в базисе, вкрапленники же представлены исключительно щелочным полевым шпатом и небольшим количеством пироксена. Их петрографический облик и химический состав соответствуют скорее трахифонолитам или нефелинсодержащим щелочным трахитам. К собственно фонолитам следует отнести никем ранее специально не описывавшиеся и, по-видимому, принимавшиеся за берешиты породы, обнажающиеся на вершине и склонах безымянной высоты, в 1 км к востоку от горы Карла-

Химический состав (в мас. %) берешитов, их базиса и полученных из берешитов нефелиновых концентратов

Компонент	ФН-742		Ф-2219	
	порода	базис	порода	базис
SiO ₂	46,50	47,50	46,43	50,06
TiO ₂	0,50	0,96	0,37	0,53
Al ₂ O ₃	24,85	18,96	23,57	20,04
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	3,96	6,59
FeO	8,51	13,85	2,46	2,37
MnO	Не опр.	Не опр.	0,12	0,17
MgO	1,08	1,56	0,92	0,58
CaO	3,04	4,07	3,67	3,65
Na ₂ O	8,86	8,26	12,15	11,38
K ₂ O	2,24	0,67	2,27	1,39
H ₂ O ⁺	Не опр.	Не опр.	3,52	3,19
H ₂ O ⁻	То же	То же	0,21	0,35
П.п.п.	4,69	3,92	Не опр.	Не опр.
P ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	0,11	0,16
Сумма	100,27	99,75	99,78	100,46
A _c	0,58	0,64	0,51	0,61

Примечание. Анализы выполнены: ФН-742 — в спектральной лаборатории ИМГРЭ, аналитик Н.С. Бодрягина; Ф-2219 — в химической лаборатории ИМГРЭ, аналитик В.Д. Богомолова; АР-8 и АР-9 — данные ВАМИ.

Компонент	АР-8		АР-9	
	берешит	концентрат	берешит	концентрат
SiO ₂	46,5	47,3	46,4	47,2
TiO ₂	0,64	0,11	0,64	0,11
Al ₂ O ₃	23,1	28,5	23,8	28,3
Fe ₂ O ₃	8,4	3,5	8,0	3,3
FeO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MnO	0,27	0,10	0,27	0,10
MgO	0,94	0,38	0,82	0,34
CaO	5,0	2,08	4,0	2,7
Na ₂ O	7,7	7,7	7,4	7,8
K ₂ O	2,3	3,7	2,5	3,6
H ₂ O ⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁻	То же	То же	То же	То же
П.п.п.	5,2	6,0	6,2	6,5
P ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,05	99,37	100,03	99,95
A _c	0,62	0,62	0,64	0,63

Таблица 33

Химический состав (в мас. %) фонолитов и их базиса

Компонент	Ф-2246		Ф-2247		Ф-1869
	порода	базис	порода	базис	
SiO ₂	52,79	53,85	52,36	54,48	52,64
TiO ₂	0,32	0,36	0,29	0,34	0,33
Al ₂ O ₃	21,16	19,03	21,56	20,00	19,34
Fe ₂ O ₃	3,52	4,36	5,00	6,00	Не опр.
FeO	3,34	2,98	1,97	1,47	7,21
MnO	0,13	0,16	0,12	0,12	Не опр.
MgO	0,17	0,60	0,27	0,28	0,89
CaO	2,25	2,23	2,09	2,35	2,12
Na ₂ O	9,49	10,50	10,50	9,03	8,86
K ₂ O	4,80	4,80	4,80	5,06	4,43
H ₂ O ⁺	1,46	1,54	1,46	1,22	Не опр.
H ₂ O ⁻	0,10	0,12	0,06	0,08	То же
П.п.п.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	4,73
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03	0,03	Не опр.
	99,56	100,56	100,51	100,46	100,55
A _c	0,64	0,63	0,61	0,69	0,67

Примечание. Анализы выполнены: Ф-2246 и 2247 — в химической лаборатории ИМГРЭ, аналитик В.Д. Богомолова; Ф-1869 — в спектральной лаборатории ИМГРЭ, аналитик Н.С. Бодрягина.

чул и на восточном склоне последней на правобережье р. Семеновки, правого притока р. Урюп. Эти породы содержат до 20% крупных вкрапленников неизмененного нефелина и до 25% вкрапленников альбита и калиевого полевого шпата, а также вкрапленники ярко-зеленого в шлифах пироксена. Базис состоит из тех же минералов с не очень резко выраженным преобладанием полевых шпатов над нефелином.

Химический состав описанных фонолитов, а также их базисов приведен в табл. 33. Для них характерно низкое содержание феррических компонентов и кальция; от берешитов они отличаются более высоким отношением кремния к алюминию и щелочам, а также коэффициентом агпаитности, близким к 1. Составы базисов фонолитов также соответствуют фонолитам и отличаются от валовых составов пород значительно меньше, чем это свойственно берешитам. Последнее обстоятельство подчеркивает принадлежность фонолитов продуктам кристаллизации остаточных расплавов. Об этом же свидетельствуют их лейкократовый состав, особенно низкая магнезиальность и щелочной характер полевых шпатов.

Расположение точек составов фонолитов на продолжении линии берешитового тренда служит другим доказательством эволюции берешитовых расплавов к фонолитовому составу. На всех приводимых диаграммах точки фонолитов располагаются именно таким образом.

Распределение редких элементов в ряду базаниты—тефриты—берешиты—фонолиты подтверждает петрологические выводы о существенной роли

процесса кристаллизационной дифференциации в эволюции этого ряда. От базанитов к тефритам, а затем берешитам и фонолитам происходят уменьшение абсолютных содержаний сидерофильных элементов и значения K/Rb отношения (до 300 в фонолитах) и увеличение концентраций литофильных (Li, Rb, TR, Zr). В этом же ряду увеличивается роль бария и соответственно уменьшается величина Sr/Ba отношения, которое в берешитах и фонолитах становится меньше 1. При этом для берешитов характерны очень неравномерные и аномально высокие (до 0,3%) содержания стронция и бария. В нефелинах из берешитов содержания этих элементов сравнительно низки и Sr/Ba отношения в них обратные (в г/г): Sr — 840, Ba — 500 в нефелине из берешита, участок Андрюшкиной реки. Возможно, поэтому высокие содержания стронция и бария обусловлены наличием в берешитах миндалинов и участков в базисе, выполненных карбонатами и цеолитами. Как показывают петрографические наблюдения, такие пузырьки с карбонатом и цеолитами часто ассоциируют со сростками вкрапленников нефелина. Можно предполагать в связи с этим, что определенную роль в переносе и накоплении кристаллов нефелина в берешитах могла играть флюидная фаза.

По сравнению с описываемыми нами фонолитами породы, которые ранее были описаны как фонолиты [1,4], содержат больше кремния и меньше щелочей и алюминия. Они отличаются также большими величинами показателя общей кислотности (A_c) и меньшими — щелочно-кальциевого параметра. На всех приводимых диаграммах точки этих пород располагаются на значительном удалении от точек описываемых нами фонолитов и попадают на продолжение линии собственно щелочно-базальтового тренда, а на основной классификационной диаграмме A_c —(Na + K)/Ca лежат на линии генерального щелочно-базальтового тренда. Это дает нам право отнести описанные ранее фонолиты к трахифонолитам и рассматривать их как конечные продукты эволюции собственно щелочно-базальтовой магмы. Сопоставление дифференциатов щелочно-базальтового (трахиты и трахифонолиты) и базанитового (фонолиты) трендов по геохимическим характеристикам подтверждает предположение о генетической общности исходной для них магмы. Для всех указанных дифференциатов характерны невысокие содержания сидерофильных элементов при близких значениях Ni/Co и Cr/V отношений, отмечается последовательное накопление Li, Rb, K, TR (не более чем в 2 раза) и уменьшение Sr/Ba и K/Rb отношений до минимальных в изученной вулканической ассоциации.

Отмеченные выше особенности распределения микроэлементов свойственны также дифференциатам известково-щелочного субтренда — кварц-нормативным и базокварцевым трахитам. В них также отмечаются низкие содержания сидерофильных и повышенные — "остаточных" микроэлементов (Rb, Zr, Th, Ta, TR), низкие величины Ni/Co, Sr/Ba, K/Rb отношений. Необходимо подчеркнуть, что конечные члены трех выделяемых субтрендов (фонолиты, трахифонолиты и базокварцевые трахиты) не обнаруживают устойчивых различий как в абсолютных содержаниях, так и в величинах индикаторных отношений микроэлементов в зависимости от принадлежности к тому или другому ряду. В этом еще одно подтверждение тесного генетического родства всех пород щелочно-базальтовой серии Кузнецкого Алатау, их происхождения из единого магматического источника.

Таблица 34

Содержания лантаноидов (в г/т) в эффузивах щелочно-базальтовой серии и щелочных интрузивных породах Кузнецкого Алатау

Номер п/п	Номер пробы	Породы	La	Ce	Sm	Eu	Tb
1	БТ-107	Оливиновый базальт	15	28	4,5	1,4	0,80
2	Ф-1880	Пироксеновый базальт	24	50	4,6	1,4	0,93
3	Ф-1860	Трахифонолит	29	58	6,4	1,9	1,1
4	П-54	Базанит	20	43	5,1	1,8	0,81
5	ФН-742	Берешит	40	80	5,7	1,6	1,2
6	ФН-742	Базис берешита	62	120	6,5	2,3	Не обн.
7	П-116	Нефелинит	64	110	6,8	2,4	1,1
8	Ф-1849	"	45	73	6,0	2,2	0,79
9	Ф-1774	Ийолит	18	34	3,8	1,2	0,74
10	ФН-744	Уртит	6,7	11	1,6	0,46	0,32
11	Г-5	Лабрадоровый ийолит	23	46	5,1	1,5	0,82
12	Г-6	Андезиновый ийолит	22	51	4,5	1,4	0,75
13	Г-7	Олигоклазовый ийолит	28	67	5,3	1,5	1,2
14	ФН-704	То же	33	61	7,0	1,6	1,2
15	ФН-744	Нефелин из уртита	2,9	3,4	0,53	0,17	0,078
16	ФН-704	Нефелин из олигоклазового ийолита	4,6	6,4	1,2	0,19	0,090
17	ФН-742	Нефелин из берешита	16	27	3,2	0,62	0,60

Примечание. Анализы выполнены в БГГЭИМГРЭ, аналитики С.М. Ляпунов, В.Д. Чудинов.

Номер п/п	Номер пробы	Породы	Yb	Lu	Σ 7TR	La/Yb	Eu/Eu*
1	БТ-107	Оливиновый базальт	2,6	0,54	53	5,8	0,93
2	Ф-1880	Пироксеновый базальт	2,3	0,36	84	10,4	0,85
3	Ф-1860	Трахифонолит	3,0	0,42	100	9,7	0,92
4	П-54	Базанит	2,6	0,37	74	7,7	1,11
5	ФН-742	Берешит	3,8	0,63	133	10,5	0,79
6	ФН-742	Базис берешита	5,1	0,80	198?	12,2	—
7	П-116	Нефелинит	3,1	0,55	188	20,6	1,11
8	Ф-1849	"	2,8	0,51	130	16,1	1,23
9	Ф-1774	Ийолит	2,8	0,41	62	6,6	0,90
10	ФН-744	Уртит	1,0	0,16	21	6,7	0,83
11	Г-5	Лабрадоровый ийолит	2,8	0,41	80	8,2	0,94
12	Г-6	Андезиновый ийолит	2,7	0,39	83	8,1	0,95
13	Г-7	Олигоклазовый ийолит	3,2	0,51	107	8,8	0,77
14	ФН-704	То же	3,2	0,40	107	10,3	0,69
15	ФН-744	Нефелин из уртита	<0,63	<0,12	7	—	1,04
16	ФН-704	Нефелин из олигоклазового ийолита	1,1	<0,052	14	4,2	0,62
17	ФН-742	Нефелин из берешита	1,8	0,26	50	8,9	0,56

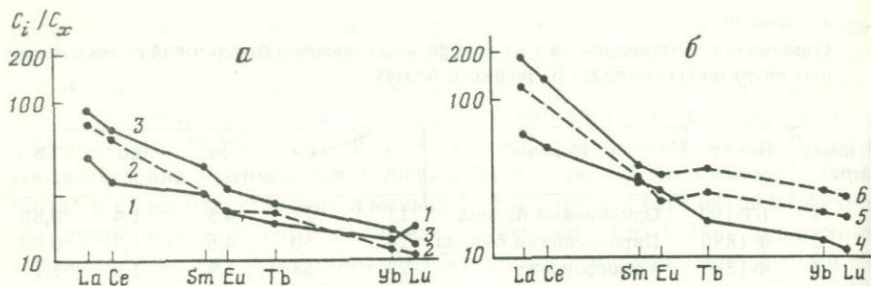


Рис. 43. Распределение редкоземельных элементов в вулканических породах щелочно-базальтового (а) и базанитового (б) рядов Кузнецкого Алатау

Цифры на рисунке соответствуют порядковым номерам проб в табл. 36.

Геохимическая характеристика пород выделенных субтрэндов может быть дополнена данными по составу группы редкоземельных элементов. Как уже отмечалось, содержания суммы РЗЭ в породах изученной ассоциации очень невелики, колеблются в небольших пределах, не выше 0,03% даже в дифференциатах¹ (табл. 34).

На рис. 43 представлены диаграммы распределения лантаноидов в породах щелочно-базальтового и базанит-берешитового субтрэндов вулканической серии. Содержания и характер распределения лантаноидов в породах, рассматриваемых в качестве исходных для того и для другого субтрэндов (оливиновых базальтов и базанитов), весьма сходны. Это согласуется с представлением о единстве магматического источника для пород рассматриваемой серии в целом. Вместе с тем сходен и характер поведения РЗЭ в породах двух субтрэндов: и в том и в другом случае содержания отдельных лантаноидов и их суммы возрастают от исходных пород к наиболее дифференцированным разностям всего в 2–3 раза. Одновременно увеличивается величина La/Yb отношения и несколько падает величина Eu/Eu*. В породах базанит-берешитового ряда содержания РЗЭ и степень их накопления в процессе дифференциации немного выше, чем в породах щелочно-базальтового ряда.

Таблица 35

Расчет содержания РЗЭ в берешите по содержаниям в базисе и нефелине (60:40)

Компоненты	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
Базис	62	120	6,5	2,3	Не обн.	5,1	0,8
Берешит	40	80	5,7	1,6	1,2	3,8	0,63
Нефелин	16	27	3,2	0,62	0,6	1,8	0,26
Вычисленные значения для берешита	44	83	5,2	1,63	Не обн.	3,8	0,58

¹ Данные нейтронно-активационного анализа (С.М. Ляпунов, БГГЭ ИМГРЭ) приведены по семи элементам. Содержание суммы 7 TR = 0,02% соответствует приблизительно 0,03% Σ TR₂O₃.

По-видимому, сходство распределения РЗЭ в породах двух сравниваемых субтрендов свидетельствует о примерно одинаковом характере дифференциации магмы в процессе их формирования. Малая контрастность накопления лантаноидов в остаточных расплавах, возможно, связана с фракционированием небольших количеств TR содержащих фаз (апатита, сфена?).

Сравнение содержаний РЗЭ в берешите, непосредственно определенных и рассчитанных исходя из их концентраций в базисе и вкрапленниках нефелина (табл. 35), обнаруживает полную сходимость тех и других данных, что свидетельствует о высокой надежности анализов.

ЩЕЛОЧНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Сопоставление составов щелочных базальтоидов и пород, составляющих Кия-Шалтырский массив, являющийся пока единственным в Кузнецком Алатау крупным проявлением интрузивных бесполовошпатовых нефелиновых пород — уртитов, позволило выявить некоторые интересные закономерности.

Не останавливаясь на деталях строения Кия-Шалтырского массива, описанного А.В. Ключкиной и др. [1], Е.Д. Андреевой (1968 г.), А.И. Мостовским [23] и другими исследователями, отметим, что он сложен габброидными породами — тералитами и эссекситами (большей частью нефелин-содержащими), в контактах которых с вмещающими карбонатными и эффузивно-осадочными породами нижнего кембрия локализованы крупное плитообразное тело уртитов и несколько более мелких тел ийолитов и ийолит-уртитов. На контактах габброидов и нефелин-пироксеновых пород друг с другом и вмещающими породами развиты маломощные, до нескольких метров, оторочки меланократовых, существенно пироксеновых, часто нефелинсодержащих пород [23]. Массив рассечен многочисленными дайками, среди которых встречаются различные габброиды, ийолит-порфиры и нефелиновые сиениты (ювиты).

Ни уртиты и ийолиты, ни габброиды не образуют апофиз друг в друге. Отсутствуют также отчетливо выраженные ксенолиты тех и других пород, а также зоны закалки как в урритах и ийолитах, так и в габброидах на контактах друг с другом. Поэтому возрастные взаимоотношения пород ийолит-уртитового ряда и щелочных габброидов до сих пор остаются предметом дискуссии, и многие исследователи склоняются к мысли об одновременном образовании тех и других [23] (А.В. Бозин, 1968 г.).

При построении сравнительных петрохимических диаграмм нами использованы анализы, опубликованные в литературе, а также любезно предоставленные нам С.Я. Данциг и А.И. Мостовским.

На диаграмме $A_c - (Na + K)/Ca$ (рис. 44) точки пород ийолит-уртитового ряда и меланократовых оторочек Кия-Шалтырского массива образуют прямолинейно вытянутую, слегка наклонную влево полосу, не имеющую аналогов среди описанных трендовых линий щелочно-базальтовой серии Кузнецкого Алатау, а также среди генеральных трендов эффузивных серий (см. рис. 8, 40). Точки габброидов располагаются правее этой линии, в полосе точек щелочных базальтов, базанитов и тефритов. Часть точек меланократовых оторочек также близка к щелочно-базальтовой линии,

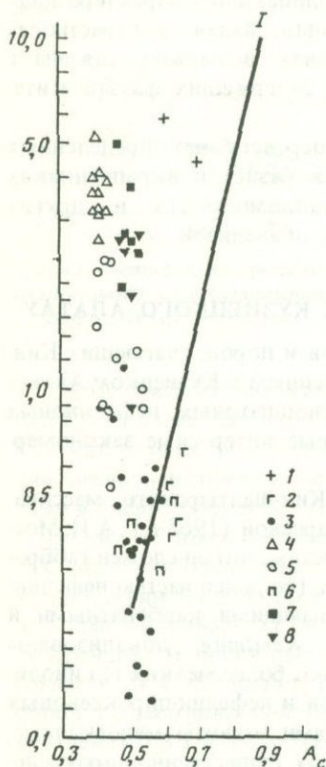
$(Na+K)/Ca$ 

Рис. 44. Диаграмма $A_c - (Na + K)/Ca$ для интрузивных пород Кузнецкого Алатау

Кия-Шалтырский массив: 1 — нефелиновые сиениты, 2 — габбро, 3 — породы меланократовых оторочек, 4 — уртиты, 5 — ийолиты; Медведкинский массив: 6 — габброиды, 7 — нефелиновые породы; Горячегорский массив: 8 — нефелиновые породы

I — тренд щелочно-базальтовой серии Кузнецкого Алатау

но большинство их располагается левее (т.е. имеет более низкую величину A_c), а величина щелочно-кальциевого параметра у некоторых пород меланократовых оторочек ниже, чем у наименее щелочных эффузивных пород. Две точки нефелиновых сиенитов (ювитов) лежат в верхней части поля берешитов.

Аналогичная картина наблюдается и на диаграммах $A_c - (Na + K)$ и $A_c - \Sigma(Fe + Mg + Ti)$, использованных для характеристики щелочно-базальтовой серии. Породы ийолит-уртитового ряда и большей части меланократовых оторочек образуют на этих диаграммах довольно четко выраженную трендовую полосу, не совпадающую ни с одним из эффузивных трендов, а точки габброидов и ювитов расположены в полях точек щелочных базальтов и берешитов соответственно.

Примечательно, что на всех трех диаграммах, примерно посередине линии описываемого необычного тренда, среди довольно широко разбросанных точек кия-шалтырских ийолитов располагается компактная группа точек нефелинитов из верховьев р. Семеновка, а на обоих концах линии расположены точки составов нефелина и пироксена вкрапленников из этих нефелинитов (на первой из рассматриваемых диаграмм точки нефелина и пироксена лежат за пределами диаграммы) (рис. 44).

Описанные закономерные изменения составов пород Кия-Шалтырского массива позволяют предположить, что ийолит-уртитовые породы и меланократовые оторочки сформировались как комплементарные породы при дифференциации кристаллизующейся нефелинитовой магмы с обособлением нефелиновых кумулатов в виде уртитов и ийолит-уртитов, а пироксеновых — в виде меланократовых оторочек.

Образование аккумулятивных стяжений нефелина (а также пироксена и оливина) в нефелинитах Восточно-Африканского рифта описано А.И. Поляковым (1974 г.). На принципиальную возможность накопления кристаллов нефелина в магме указывала В.А. Кононова (1976 г.) на примере скоплений вкрапленников нефелина в ийолит-порфировых дайках Кия-Шалтырского массива, отмечавшихся многими исследователями

(Б.В. Дроздов, В.Я. Чайка, 1972 г.). В последние годы в окрестностях Кия-Шалтырского массива (Университетский участок) обнаружен ряд даек ийолит-порфиров, часто содержащих ксенолиты (?) уртитов, неотличимых по макро- и микрооблику от кия-шалтырских (Б.В. Дроздов, 1979 г., Н.А. Макаренко и др., 1982 г.). В значительной части этих "ксенолитов" сиреневато-бурый пироксен, выполняющий интерстиции между идиоморфными кристаллами нефелина, имеет правильные кристаллографические очертания на внешних границах "ксенолитов". Это указывает на возможный аккумулятивный характер уртитовых стяжений, что не исключает их позднейшего дробления и цементации магмой ийолит-порфиров. Наконец, веским доказательством реальности процесса накопления нефелина в магме, причем в геологически значительных масштабах, являются крупные силлы и покровы берешитов, содержащих до 40% нефелина явно аккумулятивного характера.

Предположение о кумулусной природе уртитов объясняет хорошо известное отсутствие их излившихся аналогов, так как магма, содержащая более 50–60% кристаллов, реологически не способна к изливаю [44]. Оно также согласуется с результатами экспериментального изучения системы нефелин–диопсид, указывающими на невозможность возникновения уртитовой жидкости в процессе эволюции этой системы (Дж. Шерер, К. Яги, Х. Йодер, 1962 г.). Крайняя бедность уртитов "некогерентными" элементами — ниобием (6 г/т), танталом (0,6 г/т), цирконием (90 г/т), лантаноидами ($\Sigma \text{Tr}_2\text{O}_3 = 43$ г/т) — также не позволяет причислить уртиты к продуктам длительной кристаллизации остаточных расплавов.

Закономерность поведения остаточных редких элементов в ряду пород нефелинит–ийолит–уртит наиболее наглядно проявляется на графиках распределения РЗЭ (рис. 45). Строгая конформность графиков согласуется с представлением о тесном генетическом родстве перечисленных пород. Но в отличие от аналогичных графиков для большинства магматических серий, располагающихся снизу вверх по мере нарастания степени фракционирования (саличности и щелочности), график крайнего члена ряда (уртита) расположен в нижней части диаграммы, выше — график ийолита и еще выше — нефелинитов. Расположение графиков на рассматриваемой диаграмме в принципе подобно соотношению графиков распределения РЗЭ в берешите и его базисе (рис. 43,2). Линия РЗЭ берешита, на 40% состоящего из кумулусного нефелина, расположена ниже линии базиса, соответствующего интеркумуляусному расплаву. Подобным образом расположены и графики уртита и нефелинита, с тем лишь отличием, что доля кумулятивного нефелина в уртите значительно больше (70–80%) и содержания РЗЭ в нем ниже, чем в нефелине берешитов. Аналогичным образом в описываемом ряду пород распределены и другие "некогерентные" элементы — цирконий, гафний, ниобий, тантал, торий. Содержания их уменьшаются от нефелинитов к уртитам.

Таким образом, можно подойти к объяснению отсутствия уртит-пироксенитового тренда в составе эффузивных серий: возможности для его полного проявления, скорее всего, реализуются только на глубине, в зоне формирования интрузивных пород.

На диаграмме (рис. 46) видно, что по соотношениям кальция с суммой феррических компонентов породы различных линий дифференциации (в

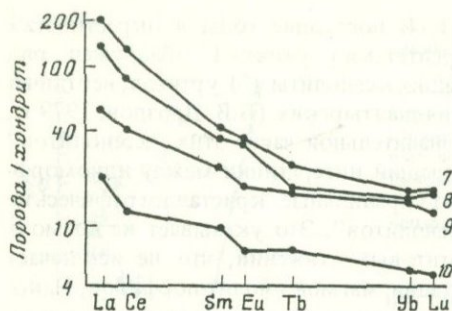


Рис. 45. Распределение РЗЭ в нефелинитах (Кузнецкой Алатау), ийолитах и уртитях (Кия-Шалтырский массив)
Цифры на рис. соответствуют номерам проб в табл. 35

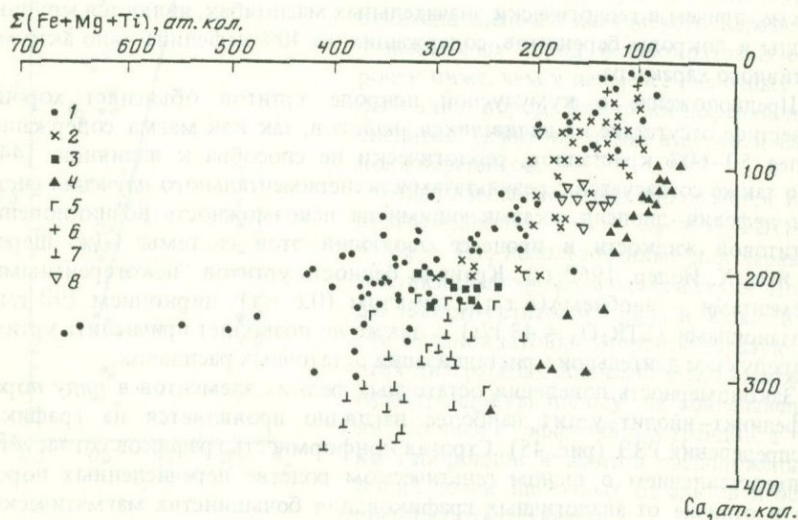


Рис. 46. Диаграмма $Ca \Sigma (Fe + Mg + Ti)$ для эффузивных и интрузивных пород Кузнецкого Алатау

Эффузивные: 1 — базальты, андезиты, трахиты, 2 — тефриты, берешиты, фонолиты, 3 — нефелиниты; интрузивные — Кия-Шалтырский массив: 4 — уртиты-ийолиты, 5 — габбро, 6 — нефелиновые сиениты; 7 — породы меланократовых оторочек; Горячегорский и Медведкинский массивы: 8 — плагиоклазовые ийолит-уртиты

том числе и нефелиниты) щелочно-базальтовой ассоциации Кузнецкого Алатау не отличаются друг от друга. Габброиды и ювиты Кия-Шалтырского массива близки в этом отношении к породам эффузивной серии, а уртиты, ийолиты и пироксениты оторочек содержат гораздо больше кальция, чем эффузивы, и поля их точек почти не перекрываются. Сходные соотношения наблюдаются между эффузивной щелочной серией Восточно-Африканского рифта (нефелиниты, фонолитовые нефелиниты, фонолиты) и интрузивными породами уртит-мельтейгитового ряда, образующими с эффузивами вулcano-плутонические комплексы. Это совпадение согласуется с допущением генетической связи пород уртит-пироксенитового ряда с нефелининовым расплавом, так как для ийолитов африканских вулcano-плутонов такая связь представляется несомненной. С другой стороны, гравитационное осаждение оливина (возможно, и магнетита) при кристаллизации

нефелинитового расплава на глубине может наилучшим образом объяснить обеднение фемическими компонентами интрузивных пород по сравнению с их излившимися комагматами.

Среди интрузивных щелочных массивов Кузнецкого Алатау, помимо Кия-Шалтырского, только в двух широко развиты существенно нефелиновые породы — в Горячегорском и Тулузюльском (в восточной его части, участок Медведка). Нефелиновые породы этих массивов представлены плагиоклазовыми ийолитами, ийолит-уртитам и плагиоювитами. Широко развиты также нефелиновые сиениты и ювиты, а на участке Медведка — меланократовые габброиды: пироксениты и габбро-пироксениты. Для петрохимического сравнения нами использованы анализы представительных технологических проб, выполненные в ВАМИ, опубликованные Ю.Д. Скобелевым в 1963 г., И.И. Заболотниковой в 1965 г. и 1976 г., а также анализы собственных штучных проб, выполненные в БГТЭ ИМГРЭ. Чтобы избежать появления "ложных трендов", анализы интенсивно измененных пород не привлекались.

На диаграмме (см. рис. 44) точки технологических проб нефелиновых пород Горячегорского массива и участка Медведка располагаются довольно компактной группой немного правее кия-шалтырского уртит-пироксенитового тренда, т.е. они характеризуются более высокими значениями A_c по сравнению с бесполовошпатовыми ийолитами-уртитам. Из четырех точек габброидов три лежат скорее в поле меланократовых оторочек Кия-Шалтырского массива и только одна располагается ближе к габброидам последнего. Нефелиновые сиениты и ювиты соответствуют феолитам и части берешитов.

Вместе с двумя самыми верхними точками, соответствующими наиболее лейкократовым и богатым нефелином породам участка Медведка, и точкой меланократового эндоконтактового тералита Горячегорского массива точки проб нефелиновых пород обоих массивов занимают промежуточное положение между берешитовым и кия-шалтырским трендами. По аналогии с ними можно предположить, что основным процессом, приведшим к формированию горячегорских и медведкинских плагиоклазовых ийолитов-уртитов, также явилось накопление нефелина на магматической стадии. Процесс этот имел место, по-видимому, в менее дифференцированных расплавах по сравнению с теми, которые дали начало берешитам. Об этом свидетельствует довольно устойчивая примесь оливина в лабрадоровых и андезиновых ийолитах Горячегорского массива, тогда как в берешитах оливин довольно редок. Возможно, что различия содержания R_{39} в плагиоклазовых ийолитах и берешитах также обусловлены разным уровнем дифференциации исходных расплавов.

В рассматриваемых породах содержания нефелина и темноцветных минералов в среднем немного выше, чем в берешитах, а полевых шпатов — ниже. На всех диаграммах поля их точек мало перекрываются. Интересные соотношения обнаруживаются на диаграмме $Ca - \Sigma (Fe + Mg + Ti)$ (см. рис. 46) — видно, что величина этих двух параметров, особенно кальция, в среднем выше в плагиоклазовых ийолит-уртитах. Вместе с тем их точки лежат в основном в пределах полосы пород эффузивной серии и не перекрываются с точками кия-шалтырских ийолитов-уртитов. Это также можно рассматривать как свидетельство независимости и своеобразия кия-шалтырского уртит-пироксенитового тренда.

Сопоставляя описанные проявления существенно нефелиновых пород, можно констатировать, что количество кумулусного нефелина зависит от глубины формирования нефелиновых пород. Так, несмотря на значительные вариации, в покровах берешитов участка Батанаул количество вкрапленников нефелина в среднем несколько меньше (~30%), чем в берешитах из приповерхностных силлов Андриюшкиной речки (~40%); в нефелиновых породах Горячегогорского массива, формировавшихся на глубине около 1 км (А.В. Бозин, 1962 г.), количество нефелина возрастает до 55–65%, а в урритах Кия-Шалтырского массива (глубина формирования 2,5–3 км, по А.В. Бозину, 1962 г.) достигает 80–85%. Эта зависимость согласуется с возможными реологическими свойствами магматических взвесей и объясняет отсутствие апофиз и инъекций кия-шалтырских урритов во вмещающие их породы.

В интрузивных нефелиновых породах Кия-Шалтырского, Горячегогорского и Медведкинского массивов явления многоступенчатой зональности нефелина не наблюдаются. По-видимому, в условиях более длительной кристаллизации происходило выравнивание состава нефелина. Только в урритах Кия-Шалтырского массива часто встречаются кристаллы нефелина с узкими каемками, насыщенными точечными включениями. Точно такие же каемки имеют вкрапленники нефелина в ийолит-порфирах Университетского участка, а также кристаллы нефелина встречающихся в них урритоподобных стяжений. Эти каймы являются продуктом конечной стадии кристаллизации нефелина и, вероятно, нефелиновых пород в целом.

Аккумуляция нефелина, сопровождаемая комплементарным отделением (осаждением) фемических минералов (пироксена, оливина и магнетита), не является единственным процессом, приводящим к наблюдаемому разнообразию щелочных эффузивных и интрузивных пород. В случае кия-шалтырского уртит-пироксенитового ряда этот процесс проявлен в наиболее "чистом" виде, сопровождаясь лишь слабой эволюцией расплава, который как бы распадается на составные части, почти не меняя своего состава. При формировании берешитов накопление нефелина сочетается с эволюцией расплава от тефрита к фонолиту, насколько об этом можно судить по микроскопическим наблюдениям и двум анализам базисов.

Процессы эволюции остаточного расплава и аккумуляции нефелина могут проявляться сравнительно независимо друг от друга — об этом свидетельствует неравновесная кристаллизация нефелина в берешитах. Наиболее ярким примером такой независимости служат нефелинсодержащие породы Горячегогорского массива. Среди них выделяются три последовательно формирующиеся разности — первая, лабрадоровая, с оливином и бурым пироксеном, вторая — андезиновая, с бурым, реже зеленым пироксеном и редкими зернами оливина и третья — олигоклазальбитовая с калиевым полевым шпатом с преобладающим зеленым пироксеном, примесью амфибола и биотита (И.К. Баженов [1], В.Г. Михалев, 1961 г.). Таким образом, фиксируется четкая однонаправленная эволюция состава как полевых шпатов от кальциевого к щелочному, так и фемических минералов от оливина и авгита (фассаита?) к эгиринсодержащему диопсид-геденбергитовому пироксену. В том же направ-

лении нарастает общая железистость пород. Количество же нефелина (по анализу представительных технологических проб, выполненных в ВАМИ) возрастает от первой разности ко второй и резко падает в третьей, т.е. не зависит от состава остальной части породы. Иными словами, накопление нефелина могло иметь место в расплавах различного состава и различного уровня дифференциации.

На основании геолого-петрографического и геохимического изучения щелочно-базальтовой ассоциации Кузнецкого Алатау можно выделить три линии дифференциации щелочно-базальтовой магмы: 1) главную, подчиняющуюся генеральному щелочно-базальтовому тренду континентальных и океанических серий, 2) известково-щелочную (базальт-трахидацитовую) и 3) базанитовую (базанит-фонолитовую). Дополнительная линия дифференциации — нефелинитовая — проявлена слабо. К исходной для всех этих магматических серий щелочно-базальтовой магме наиболее близки широко распространенные в Кузнецком Алатау оливин-пироксеновые базальты.

Образование наиболее обогащенных нефелином эффузивных пород связано с базанитовой линией дифференциации и появлением специфического мелабазанитового расплава. При фракционировании пироксена и оливина из этого расплава происходило накопление нефелина с образованием сначала тефритов, а при последующей аккумуляции вкрапленников нефелина — берешитов (нефелиновых порфиров).

С процессом аккумуляции нефелина, по-видимому, связано и формирование ургитов Кия-Шалтырского массива. Таким путем можно объяснить отсутствие их излившихся аналогов и некоторые специфические особенности строения и состава пород Кия-Шалтырского и других подобных ему массивов.

Глава 5

ГЕОХИМИЯ НОВЕЙШИХ ВУЛКАНИТОВ КАВКАЗА И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

О ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЯХ

При изучении известково-щелочного вулканизма чаще всего обращаются к островным дугам и окраинам континентов. Внутриконтинентальным вулканическим поясам уделяется меньшее внимание, причем и в этих поясах стараются найти островодужные ситуации, зоны Беньофа и т.п. Вместе с тем внутриконтинентальные вулканические пояса интересны и важны сами по себе, и их непредвзятое сопоставление с островными дугами и активными континентальными окраинами имеет большое значение для обоснования современных петрологических и геодинамических моделей. С этой точки зрения весьма информативным является пояс орогенных плиоцен-четвертичных вулканитов Большого и Малого Кав-

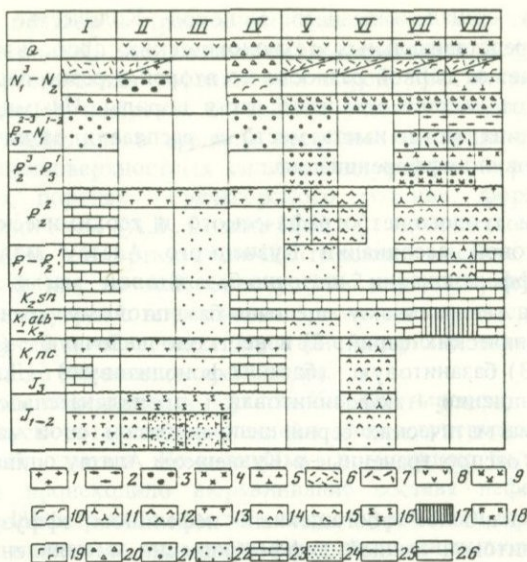


Рис. 47. Схема корреляции мезо-кайнозойских магматических серий Кавказа. Составил В.С. Попов с использованием материалов Ш.А. Адамия, А.М. Борсука, А.А. Габриеляна, С.Г. Карапетяна, Н.В. Короновского, М.Б. Лордкипанидзе, Е.Е. Милановского, Е.К. Станкевича и других авторов

Тектоно-магматические зоны: I — Лабино-Малкинская, II — осевой части Главного хребта, III — южного склона Главного хребта, IV — Риони-Куринская (Грузинская глыба), V — Аджаро-Триалетская, VI — Сомхето-Карабахская, VII — Севанская, VIII — Мисхано-Зангезурская, Еревано-Ордубадская. **Магматические серии.** 1–10 — орогенные: 1 — гранитная, 2 — адалеллит-гранитная, 3 — гранодиоритовая, 4 — диорит-гранодиоритовая, 5 — монзонит-сиенитовая, 6 — риолитовая, 7 — риодацитовая, 8 — базальт-андезит-дацитовая, андезит-дацитовая, 9 — латитовая, 10 — щелочно-базальтовая, базальт-трахитовая; 11–15 — позднегеосинклинальные (предорогенные): 11 — габбро-тоналит-плагิโอгранитная, 12 — габбро-диоритовая, 13 — габбро-сиенитовая, эссексит-тешенит-трахитовая, базальт-трахитовая, 14 — базальт-андезит-плагиириолитовая, 15 — базальт-андезитовая; 16–19 — раннегеосинклинальные: 16 — габбро-гранитная, 17 — офиолитовая, 18 — базальт-плагиириолитовая, 19 — спилит-диабазовая, габбро-диабазовая. **Осадочные толщи:** 20 — верхняя моласса, 21 — нижняя моласса, 22 — флиш, флишидные, терригенные, 23 — карбонатные, 24 — сланцевые, 25 — границы ранне-, позднегеосинклинального и орогенного этапов; 26 — границы тектоно-магматических циклов

каза, северная часть которого расположена на территории нашей страны, а южная часть — на территории Турции и Ирана.

В пределах СССР новейшие вулканы Кавказа геологически изучены весьма подробно [22 и др.], однако сведения о геохимии вулканических пород оставались до сих пор фрагментарными и поверхностными. Преобладающая часть накопленного аналитического материала касается распределения лишь петрогенных элементов. Имеющиеся в литературе данные о содержаниях элементов-примесей в породах отдельных районов (А.А. Адамян, 1968, 1973 гг., Л.П. Брюшкова, Е.А. Корина, 1982 г., А.В. Гушин, 1973 г., С.Г. Карапетян, 1972 г., В.В. Ляхович, 1976 г., И.М. Остафийчук, В.Г. Молявко, 1981 г., М.И. Толстой и др., 1980 г., В.Д. Тутберидзе, 1982 г., К.Г. Ширинян и др., 1963 г.) основаны главным образом на результатах спектрального анализа, чаще всего приближенно-количествен-

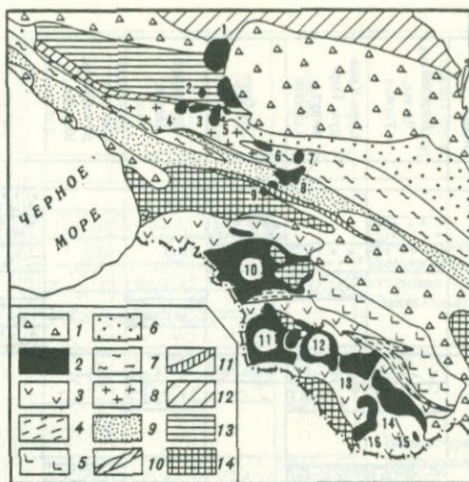


Рис. 48. Схема размещения новейших вулканитов Кавказа по [22] с упрощениями

1 — позднекайнозойские молассовые впадины; 2 — ареалы плиоцен-четвертичного вулканизма; 3–5 — тектонические зоны Малого Кавказа: 3 — мел-палеогеновые флишевые и вулканогенные парагеосинклинали, 4 — пояса меловых офиолитов, 5 — юрские вулканогенные парагеосинклинали; 6–11 — тектонические зоны Большого Кавказа: 6 — миогеосинклиналь северного склона, 7 — юрская сланцевая геосинклиналь Главного хребта, 8 — выступ палеозойского основания Главного хребта, 9 — вулканогенно-терригенная юрско-меловая геосинклиналь южного склона, 10 — Тырныаузская шовная зона, 11 — Кахетинско-Лечхумская шовная зона; 12 — Скифская плита; 13 — Лабино-Малкинский краевой массив; 14 — фрагменты Закавказского срединного массива.

Ареалы новейшего вулканизма (цифры на схеме): 1 — район Кавказских Минеральных Вод, 2 — Тызыл, Нижний Чегем, 3 — Тырныаузская шовная зона (Сурх-Крандих, район Тырныауза, бассейн р. Кыртык), 4 — Эльбрус, 5 — Верхний Чегем, 6 — Сангутидон, Тепли и другие неинтрузии Главного хребта, 7 — Казбек, 8 — Кабарджин, район Крестового перевала, Кельское нагорье, 9 — район Джавы-Цхинвали, 10 — Ахалкалакское нагорье, 11 — Арагац, 12 — Гегамское нагорье, 13 — Айодзор, Варденисский хребет, 14 — Сюникское нагорье, 15 — район Кафана, 16 — Нахичевань

ного. Аналитический материал не отличается высоким качеством и исключает возможность корректных региональных сопоставлений. Наиболее полная геохимическая характеристика имеется для плиоцен-четвертичных магматических пород Тырныауза (В.В. Ляхович, 1976 г.), Эльбрусской вулканической области (И.М. Остафийчук, В.Г. Молявко, 1980 г.) и некоторых районов Армении (М.И. Толстой и др., 1980 г., Б.М. Меликсетян, С.Г. Карапетян, 1981 г.).

В 1977–1984 гг. авторами было выполнено систематическое геохимическое изучение плиоцен-четвертичных вулканитов Большого и Малого Кавказа. Вулканические породы были опробованы во всех ареалах их распространения, за исключением Варденисского хребта, Айодзора и Нахичевани. Особое внимание уделялось геологической позиции вулканитов и петрографическому изучению материала опробования. Пробы были проанализированы в лабораториях ИМГРЭ, Бронницкой геолого-геохимической экспедиции (БГГЭ) и Московской опытно-методической геохимической экспедиции (МОМГЭ) с использованием точных количественных методов анализа. Авторы выражают глубокую благодарность со-

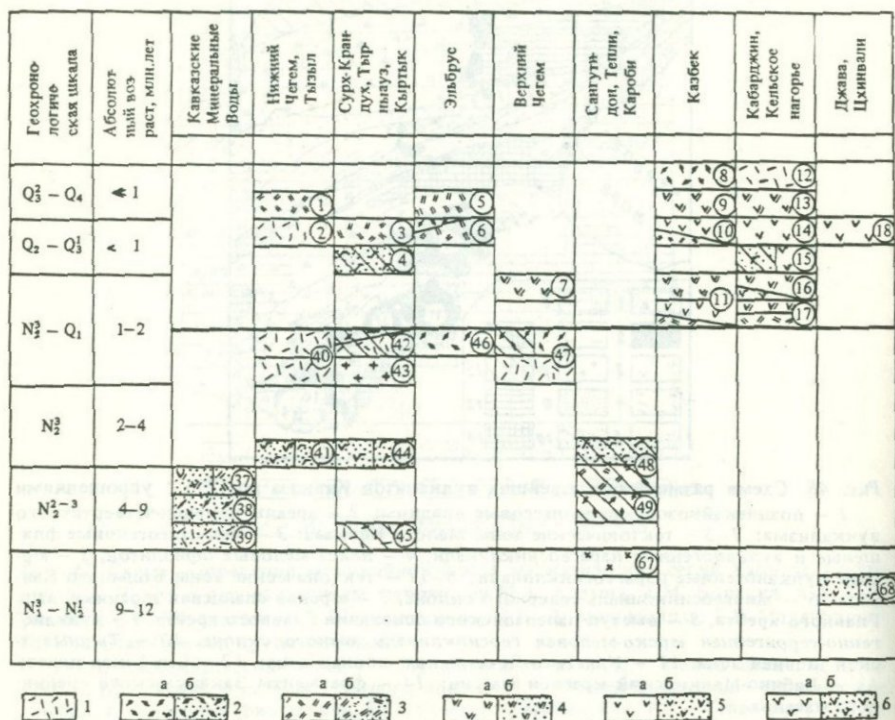
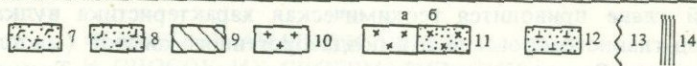


Рис. 49. Схема корреляции плиоцен-четвертичных магматических образований Кавказа. Составил В.С. Попов с использованием материалов А.А. Адамян, В.М. Амаряна, М.М. Аракелянц, Г.П. Багдасаряна, А.М. Борсука, Г.П. Габриеляна, К.И. Карапетяна, С.Г. Карапетяна, Н.В. Короновского, Ю.П. Масуренкова, Е.Е. Милановского, Е.К. Станкевича, Н.И. Схиртладзе, Э.Х. Харазяна, К.Г. Шириняна и др.

Магматические породы: 1-8 - вулканы: 1 - риолиты, 2 - умеренно-щелочные (а) и субщелочные (б) риодациты, 3 - дациты (а), трахидациты, кварцевые трахиты (б) с содержанием SiO_2 более 65 мас.%, 4 - андезитодациты (а), трахидациты, кварцевые трахиты (б) с содержанием SiO_2 менее 65 мас.%, 5 - андезиты (а), трахиандезиты, трахиты (б), 6 - андезитобазальты (а), латиты (б), 7 - субщелочные базальты, 8 - щелочные базальты, базаниты; 9 - дайки, силлы, штоки, сложенные порфировыми и афировыми породами лавового облика; 10-12 - фанеритовые интрузивные породы: 10 - граниты, 11 - адамеллиты, гранодиориты, кварцевые диориты (а), граносиениты, кварцевые сиениты, сиениты (б), 12 - субщелочные габбро, монцититы; 13 - граница между северным и южным отрезками Кавказского неовулканического пояса; 14 - восточная граница Транскавказского поперечного поднятия.

Возрастные группы магматитов (цифры в кружках на схеме). 1-36 - антропоген: 1, 2 - дациты (1) и риолиты (2) долин (III комплекс), 3 - вулканы в верховье р. Кыртык, 4 - дайка в районе Тырнауза, 5 - поздние потоки: Азау, верховье р. Малка и др., 6 - ранние потоки: Азау, долина р. Малка, риодациты Битюк-Тюбе (0,78-0,15, здесь и далее цифры в скобках - абсолютный возраст, млн. лет), 7 - Кум-Тюбе, Кюген-Кая, 8 - Шерхота, 9 - Тхаршети, Горисцихе, 10 - Чхерский поток, 11 - Мнадонский, Девдоракский потоки, 12 - Большой Непискало, 13 - Хорисар, Кели, Ходзский поток, 14 - Кельское плато, Нарван-Хох, 15 - Сакохе, Гудаурский поток, дайка на западном склоне Кабарджина, 16 - Эрмани-Ахубатское плато, 17 - Фидар-Хох, Малое Непискало, Садзели, 18 - вулканы в районе Джавы, 19 - экстрезии вулкана Сурх-Оганес и др., 20 - поздние "гялодациты" Самсарского и Кечутского хребтов (Годорбей, Емликли, Кулябика и др.), 21 - Сурх-Оганес, Ортулудаг, Огюздаг, Каратепе и др., 22 - кечутская свита: Гильхидаг, Далидаг, Кемерлы, Башкран и др., 23 - побочные конусы, Аштаракский поток (V комплекс), 24 - потоки верхних частей склонов (IV комплекс), 25 - базальты северного склона, 26 - лавовые потоки средних частей склонов, 27 - "туфолавы" бюраканского, ленинканского, арктиского ти-

Ахалкап- ское нагорье	Арагац, верховье р. Ахури	Гегамское нагорье, р. Раздан	Вардени- ский хребет, Айощор	Сюникское нагорье	Капан	Магматические серии (район)	Магматические циклы
 19				 30			
 20	 23			 33			
 21	 24	 28	 31	 34		Андезит-дацитовая (Большой Кавказ) латитовая (Закавказье)	Позднеороге- ный (независимый)
 22	 25			 35			
 26	 27	 29	 32	 36			
		 58		 65			
 50		 59					
 51	 56					Базальт-трахит риолитовая	Главный орогенический
 52		 60	 66				
 53	 57	 61	 64				
 54		 62	 63				
		 71	 74				
 69	 70	 72	 75			Гранодиоритовая (Большой Кавказ) монцит-сиенитовая, щелочно-базальтовая (Закавказье); Базальт-андезит-дацитовая	
		 73					



пов, 28, 29 — конусы и потоки в осевой части и на склонах Гегамского нагорья, 30 — Смбагасар, Далик и др., 31 — Джермук, Мурадсар, Цахкашат и др., 32 — Варденис-ский, Сарцалинский потоки и др., 33, 34 — Порак, поздние конусы и потоки Ишханса-ра и др., 35 — верхняя подсвита ишхансарской свиты (2,4—2,2), 36 — нижняя подсви-та ишхансарской свиты; 37—66 — плиоцен: 37—39 — "лакколлиты" Кавказских Мине-ральных вод (9,6—8,3): 37 — Лысая, Шелудивая, Развалка, Змейка, Кинжал и др., 38 — Бештау, Козьи Скалы, 39 — Бык, Верблюд; 40 — риолиты II комплекса (2,2—1,8) и I комплекса (3,7—2,1), 41 — вулканы в районе г. Кинжал (бассейн р. Тызыл), 42 — экструзии, дайки стекловатых пород Тырынуаза (3,0—1,8), Кыртынский силл (2,5—1,0), 43 — эльджуртинский гранит (3,5—1,8), 44 — Сурх-Крандух, 45 — гранит-порфиры ("лейкократовые гранитоиды") Тырынуаза (7,2, часть пород этой группы, возможно, имеет палеозойский возраст), 46 — Уллукам, Ирик-Чат, Тузлук (6,7—0,6), 47 — Верхнегегамское нагорье, порфиры Джургусу (5,1—2,6), 48 — дайки в Сангутидонском интрузивном массиве и на прилегающих участках, 49 — порфировые интрузивы Сангутидона, Тепли, Кароби и др. (7,1—2,3), 50 — верхние долериты и базальты, 51 — латиты лори-ахурянской свиты, Геташенский поток (5,1—4,7), 52 — нижние долериты (4,3—1,7), 53 — гиалодашты на восточном склоне Кечутского хребта, 54 — Ельдаг, Ени-Ел (2,2—1,6), Инядаг, Коюндаг (2,2), 55 — Артени ($\leq 1,5$), 56 — потоки, вскрытые ущельями Касах и Амберд (III комплекс), 57 — верхняя часть анийской свиты (II комплекс), 58 — Атис, Гутансар, Гекасар, Спитак-сар (2), 59 — столчатые базальты и латиты в долине р. Раздан (2,4—0,7), 60 — нижние долериты в долине р. Раздан и в районе города Камо, 61 — цахкуняцкая свита и ее аналоги (5,3—4,8), 62 — Гюмюш, Авазан (7,2—4,3), кварцевые трахиты на южном берегу оз. Севан (Гехаркуник, "мыс с развалинами"), 63 — верхняя белесоватая сви-та и ее аналоги (6,0—2,7), 64 — Маралдаг, Далидаг (6,0—3,5), 65 — Сатанакар, Базенк, 66 — Норашеник, Арцваник, Давид-Бек; 67—75 — миоплиоцен: 67 — Сангутидон, Тепли (5,6—4,1), 68 — лавовые потоки в районе Цхинвали, Наманеви (8,0), 69 — гондердзская (кисатибская) свита (9,8—7,0), самсарская свита: Самсарская кальдера, Большой и Малый Абул, вулканы в осевой части Кечутского хребта, 70 — нижняя часть анийской свиты (I комплекс), 71 — предполагаемые скрытые интрузивы в районе села Капутан, обломки которых содержатся в вышележащих вулканитах, 72 — вохчабердская (гегамская) свита, 73 — нижняя белесоватая свита, 74 — Вагашен-ский, Кахчабердский интрузивы (11,2—5,5), 75 — варденисская, биченагская свиты

трудникам аналитических подразделений ИМГРЭ, МОМГЭ и БГГЭ, чей труд положен в основу проведенного исследования. Большую помощь в обработке аналитических данных оказали Н.М. Куриленко и И.Н. Даричева.

История тектоно-магматического развития Кавказа в мезокайнозой сводится к смене раннегеосинклинального этапа (ранняя—средняя юра) позднегеосинклинальным (поздняя юра—средний эоцен) и орогенным (поздний эоцен—антропоген) этапами. Последовательность вулканических и интрузивных серий в целом соответствует стандартному ряду магматических формаций, характерному для фанерозойских тектоно-магматических мегациклов. Как и для других подвижных поясов, для Кавказа устанавливается магматическая цикличность более высокого порядка. В кайнозой обособляются четыре магматических цикла сходного строения (рис. 47): предорогенный (палеоцен—средний эоцен), раннеорогенный (поздний эоцен—средний миоцен), главный орогенный (поздний миоцен—плиоцен) и позднеорогенный (антропоген). Первые три цикла начинаются с относительно непрерывных вулканических и интрузивных серий, в значительной мере состоящих из пород среднего состава, а заканчиваются либо базальт-трахитовыми сериями повышенной щелочности, либо сериями кислых пород, сложенными риодацитами—риолитами и адамеллитами—гранитами, либо теми и другими вместе. Позднеорогенный цикл, охватывающий антропоген, остается пока незавершенным и представлен только начальной непрерывной вулканической серией.

В данной главе приводится геохимическая характеристика вулканических пород главного орогенного и позднеорогенного циклов (миоплиоцен—антропоген). Вулканы этого возраста сосредоточены в Транскавказском поперечном поднятии и Закавказском срединном массиве (рис. 48). Повсеместно ареалы их распространения приурочены к тектонически жестким блокам с неглубоким залеганием домезозойского фундамента. Прогибы, заполненные мощными, интенсивно дислоцированными геосинклинальными комплексами, оставались на орогенном этапе амагматичными [22].

Пояс новейших вулканитов на территории СССР состоит из двух обособленных отрезков: северного и южного. Северный отрезок неовулканического пояса протягивается от района Кавказских Минеральных Вод до Южной Осетии, целиком располагаясь в пределах Транскавказского поднятия. Вулканы этого отрезка представляют кайнозойский орогенный магматизм, сменивший во времени геосинклинальное развитие в зонах Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. Южный отрезок вулканического пояса простирается от района Бакуриани—Боржоми и Ахалкалакского нагорья до Кафана. Западная часть южного отрезка (Ахалкалакское нагорье, Арагац) расположена в пределах Транскавказского поднятия, а восточнее новейшие вулканиты перекрывают менее поднятые блоки Закавказского срединного массива. Орогенный магматизм Малого Кавказа является естественным завершением парагеосинклинального развития юрского, мелового и палеогенового времени, характерного для Сомхето-Карабахской, Аджаро-Триалетской и других тектонических зон Закавказья. В пределах СССР расположена лишь северная часть обширного ареала новейшего вулканизма, который продол-

жается южнее на территории Турции и Ирана. Плиоцен-четвертичные вулканы Закавказья образуют один из сегментов протяженного неовулканического пояса, который вытянут вдоль полосы развития мезозойских офиолитов от островов Средиземного моря до Афганистана [21].

Несмотря на пространственную обособленность северного Большекавказского и южного Малокавказского отрезков вулканического пояса и определенные отличия в составе изверженных пород, общая последовательность магматического развития в плиоцене и антропогене для всего Кавказа оказывается в значительной мере сходной, что следует из схемы корреляции, приведенной на рис. 49. На этой схеме новейшие вулканы разделены по содержанию SiO_2 и сумме $1,5\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в соответствии с систематикой, предложенной нами ранее (В.С. Попов и др., 1981 г.). Принятая номенклатура (рис. 50) близка к классификации изверженных пород, разработанной Петрографическим комитетом СССР.

На корреляционной схеме показано возрастное положение не только покровных фаций вулканитов, но и субвулканических порфировых интрузивов, даек и полнокристаллических неинтрузий. Нижняя часть корреляционной таблицы более схематична, чем верхняя. Подробные сведения о составе пород, условиях их залегания и последовательности формирования для каждого локального ареала можно найти в геологических публикациях [22 и др.].

ИСХОДНЫЕ АНАЛИТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И СПОСОБ ИХ СИСТЕМАТИЗАЦИИ

Выводы о распределении петрогенных элементов в новейших вулканитах Кавказа основаны на 1280 полных химических анализах¹; 160 анализов являются оригинальными²; а остальные взяты из печатных и рукописных работ многих авторов. Систематизация аналитических данных включала следующие операции.

1. Единичные анализы были пересчитаны на 100% сухого вещества с предварительным переводом всего железа в закисную форму.

2. Пересчитанные анализы были разделены на группы, соответствующие отдельным ареалам, а внутри групп — на выборки, которые характеризуют однотипные по составу породы (базальты, андезиты и т.п.) определенного возраста. Каждая выборка объединяет породы в интервале 3–6 мас.% SiO_2 в соответствии с принятой номенклатурной схемой (см. рис. 50).

3. Для каждой выборки была проведена тщательная разбраковка аналитических данных, в результате которой для дальнейшей обработки оставлялась однородная совокупность анализов достаточно высокого качества. Эталоны качества служили преимущественно оригинальные анализы, в наибольшей степени соответствующие минеральному составу

¹Использованы также полные анализы с определением окислов количественным спектральным и рентгено-спектральным методами при условии сопоставимости с результатами химического анализа.

²Аналитики Н.Н. Короткова, О.Ф. Сазонов, А.В. Мартынова, Е.С. Айзенфельд, В.Д. Богомолова, Т.И. Мачихина.

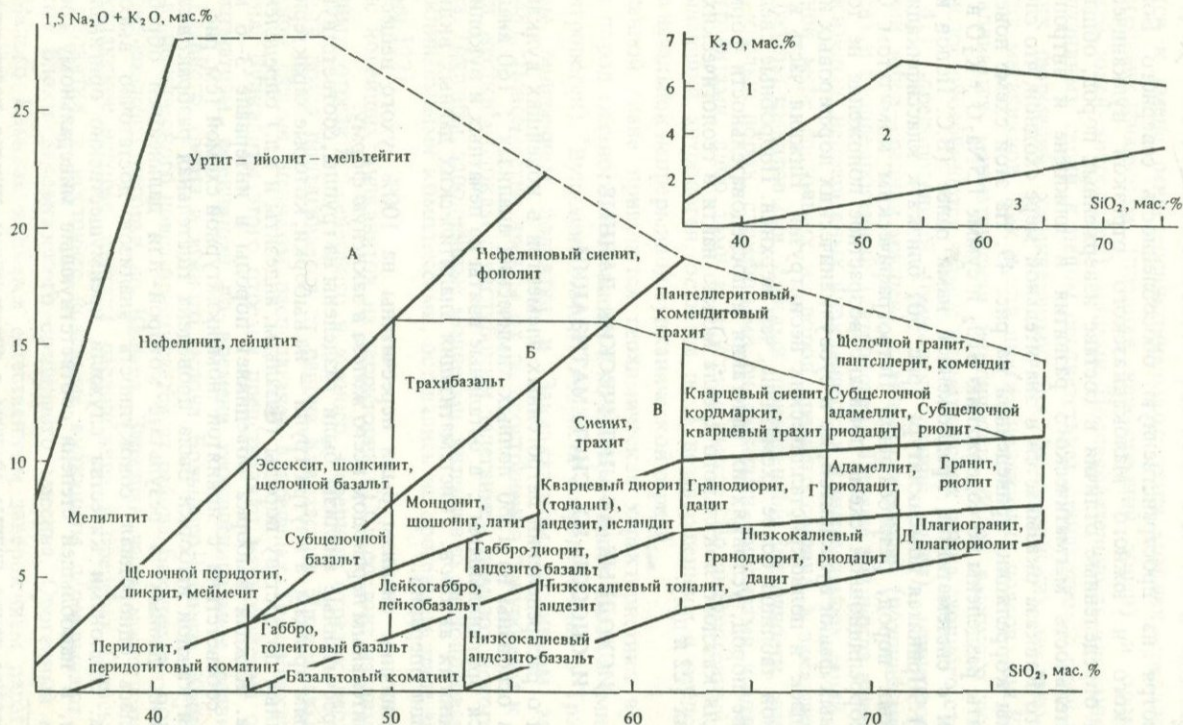


Рис. 50. Номенклатура изверженных пород, принятая авторами

А — ультращелочные, Б — щелочные, В — субщелочные, Г — умеренно-щелочные, Д — низкощелочные породы;
1 — ультракалиевые породы, 2 — высококалиевые (калиево-натриевые), 3 — низкокалиевые (натриевые)

Химический элемент	Чувствительность, %	Метод анализа (число определений)	Аналитики
Na	10^{-2}	Фотометрия пламени (579)	С.Л. Родина, Т.В. Кокшарова, Т.А. Абрамова, Л.М. Щема, С.А. Rogozинский, А.А. Маркелова, Г.Н. Попова, В.В. Чернова (ИМГРЭ)
K	10^{-2}		
Li	10^{-4}		
Rb	10^{-4}		
Sr	$2 \cdot 10^{-3}$	Рентгено-спектральный анализ (390)	М.М. Маева, М.Ф. Дадыченко, Г.А. Негрикова (ИМГРЭ, БГГЭ)
Ba	10^{-2}		
La	10^{-4}	Инструментальный нейтронно-активационный анализ (171)	С.М. Ляпунов, В.А. Мишакова, В.И. Чудинов (БГГЭ)
Ce	$5 \cdot 10^{-4}$		
Sm	10^{-5}		
Eu	10^{-5}		
Tb	$5 \cdot 10^{-5}$		
Yb	$5 \cdot 10^{-5}$		
Lu	10^{-6}		
Ta	10^{-5}		
Hf	$5 \cdot 10^{-5}$		
Sc	10^{-5}		
Cs	$5 \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-4}$		
Th	$5 \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-4}$		
U	$10^{-4} - 10^{-3}$		
Y	10^{-3}		
Zr	$8 \cdot 10^{-4}$		
Nb	$8 \cdot 10^{-4}$	Рентгено-радиометрический анализ (182)	Б.В. Ермолаев, А.В. Гусева (БГГЭ)
Be	$2 \cdot 10^{-4}$		
		Количественный спектральный анализ (232)	Е.А. Гущина, З.В. Байкова (ИМГРЭ)
Sn	$3 \cdot 10^{-4}$	То же (424)	Н.Г. Баклугина, В.И. Хохлова, Л.Ф. Солоухина, Н.И. Бордукова (БГГЭ)
Mo	10^{-4}		
Cu	$5 \cdot 10^{-4}$		
Zn	$3 \cdot 10^{-3}$		
Pb	$4 \cdot 10^{-4}$		
Ni	$5 \cdot 10^{-4}$		
Co	$3 \cdot 10^{-4}$		
Cr	$5 \cdot 10^{-4}$		
V	$3 \cdot 10^{-4}$		

пород. В процессе отбраковки выяснилось, что большое количество анализов вулканических пород, приведенных в рукописных и печатных работах, являются дефектными и не могут быть использованы для корректных сопоставлений. Всего было отбраковано более 750 (!) анализов, т.е. около 60% того количества, которое использовано в работе.

4. После отбраковки дефектных анализов для каждой выборки составлялась гистограмма распределения отношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, которая почти всегда оказывалась полимодальной. Самые высокие значения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, связанные с окислением лав на воздухе, отбрасывались, и для расчета сред-

Таблица 37

Средние содержания петрогенных элементов (в мас.%) в плиоцен-четвертичных вулканитах Кавказа

Центры и ареалы новейшего магматизма	Вулканы, потоки, экструзии, интрузивные тела	Возраст	Номер выборки	Количество анализов
1	2	3	4	5
	Базальты и базаниты ($\text{SiO}_2 < 53 \div 54\%$)			
Бассейн р. Тызыл Тырныаузская шовная зона	Вулкан в районе г. Кинжал	N_2^3	1	1
	Дайка в районе Тырныауза	Q	2	1
	Вулкан Сурх-Крандух	N_2^3	3	2
Казбек	Включения (диалиты) в андезитах и дацитах	Q	4	4 (1/0) *
Кабарджин	Дайка на западном склоне	Q	5	1
Южная Осетия	Поток в районе Ванати	N_{1-2}	6	2 (2/1)
Ахалкалакское нагорье	Вулканы Ортулудаг, Карадаг	Q	7	4
	Потоки плато и долин с низким содержанием MgO	N_2^3	8	36 (18/26)
	То же с более высоким содержанием MgO	N_2^3	9	21 (16/20)
Арагац	Вулканы северного склона с низким содержанием MgO	Q Q	10	7 (4/2)
	То же с более высоким содержанием MgO	Q	11	9 (8/7)
✓ Долина р. Раздан	Потоки в районе Арзни с низким содержанием MgO	N_2^3	12	7 (7/6)
	То же с более высоким содержанием MgO	N_2^3	13	8 (6/8)
✓ Гегамское нагорье	Конусы и потоки в осевой части нагорья	Q	14	16 (8/9)
	Потоки в районе г. Камо	N_2^3	15	6 (3/6)
Варденисский хребет, Айондзор	Вулкан Хонарасар	Q	16	1
	Вулкан Салхандзор	Q	17	1
	Потоки в низовье р. Аргичи	N_2^3	18	6
Сюникское нагорье	Вулкан Ишхансар и др.	Q	19	7 (7/3)
		$N_2^3 - Q_1$	20	2 (2/1)
Кафан	Арцваникский поток	N_2^3	21	2
	Норашеникский поток	N_2^3	22	2
	Среднее	$N_2 - Q$	1-22	146

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Fe ³⁺ /Fe ²⁺
6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Базальты и базаниты (SiO ₂ < 53 ÷ 54%)										
53.65	1.45	13.9	8.9	0.07	5.6	8.5	4.2	2.8	0.93	1.22
52.4	1.53	16.3	7.4	0.08	7.3	8.8	3.5	2.7	—	0.76
52.7	1.09	17.9	7.5	0.14	6.6	8.65	4.25	1.2	—	0.42
51.4	1.25	17.1	8.9	—	6.7	8.7	4.6	1.3	0.52	—
53.4	1.17	14.7	7.9	0.17	7.3	8.0	3.9	2.7	0.67	0.93
48.1	1.60	17.7	9.7	0.15	6.1	10.1	3.8	1.8	0.99	2.32
52.2	0.98	16.95	8.9	0.14	6.1	8.9	4.0	1.4	0.39	0.50
32.89	0.76	10.30	6.17	0.09	3.09	5.61	2.65	0.88	0.21	
52.2	1.20	17.3	9.8	0.14	4.9	8.9	4.2	1.4	0.33	0.88
816.51.58	1.23	17.04	9.91	0.14	5.57	9.05	4.09	1.29	0.35	
50.5	1.28	16.6	10.1	0.15	6.7	9.3	3.9	1.1	0.39	0.57
18.63	0.147	6.14	3.74	0.05	2.48	3.44	1.44	0.41	0.14	
	0.53	8.67	3.91	0.065	2.12	4.01		0.885		
52.3	1.14	18.6	8.4	0.14	4.7	8.6	4.1	1.9	0.35	1.03
816.51.18	1.09	18.53	8.60	0.17	5.65	8.70	4.05	1.74	0.37	
50.3	1.05	18.5	8.8	0.19	6.5	8.8	4.0	1.6	0.38	0.90
53.1	1.42	18.2	8.0	0.13	4.3	7.5	4.7	2.2	0.70	0.99
51.07	1.41	17.70	9.27	0.14	5.73	8.35	4.22	1.56	0.54	
49.4	1.41	17.3	10.4	0.15	7.0	9.1	3.9	1.0	0.40	0.62
50.8	1.20	18.1	8.9	0.15	5.3	9.1	4.3	1.9	0.51	1.42
51.3	1.40	18.5	9.1	0.11	4.8	9.15	4.3	1.3	0.46	0.75
50.9	0.97	17.2	8.4	0.13	5.6	10.2	4.6	2.0	—	—
48.0	1.72	15.7	9.7	0.17	8.1	10.9	3.65	2.1	—	0.73
49.3	1.19	16.7	10.5	0.18	6.9	9.6	4.1	1.2	0.42	1.21
50.5	1.18	17.7	7.8	0.15	5.3	9.2	4.5	2.9	0.89	1.86
51.4	1.18	17.8	7.5	0.18	4.6	8.8	4.6	2.9	1.00	1.45
46.7	1.61	16.25	8.8	0.18	6.75	11.0	4.5	2.8	1.35	2.21
46.4	1.20	14.3	8.5	0.17	10.3	12.8	3.05	2.45	1.01	1.51
50.8	1.28	17.0	8.8	0.15	6.2	9.3	4.1	1.9	0.65	1.00

Таблица 37 (продолжение)

1	2	3	4	5
Андезитобазальты и латиты ($53 \div 54\% < \text{SiO}_2 < 56 \div 57\%$)				
Бассейн р. Тызыл	Вулкан в районе г. Кинжал	N_2^3	23	3
Тырныаузская шовная зона	Вулкан Сурх-Крандух	N_2^3	24	5 (3/1)
Верхний Чегем	Включения (диалиты) в андезитодацитах Кум-Тюбе	$N_2^3-Q_1$	25	2
Казбек	Включения (диалиты) в андезитах и дацитах	Q	26	7 (2/2)
Район Крестового перевала	Гудаурский поток	Q	27	11 (8/9)
Кельское нагорье	Потоки в основании Эрмани-Ахубатского плато и в верховье р. Ксани	Q	28	7 (5/3)
Южная Осетия	Потоки в районе Квасаталы	N_{1-2}	29	3 (3/1)
Ахалкалакское нагорье	Конусы и потоки Самсарского, Кечутского хребтов, верховьев, р. Ахуриан	Q	30	50 (22/7)
	Геташенский поток	N_2^3	31	1
Арагац	Потоки в ущельях Амберд, Касах и др.	N_2^3	32	4
✓ Долина р. Раздан	Столбчатые лавы в районе Арзни	N_2^3	33	7 (7/5)
✓ Гегамское нагорье	Конусы и потоки в осевой части нагорья	Q	34	19 (7/13)
Варденисский хребет, Айюцдзор	Четвертичные конусы и потоки	Q	35	58 (28/40)
Сюникское нагорье	Вулкан Ишхансар и др.	$N_2^3-Q_1$	36	63 (67/52)
	Среднее	N_2-Q_1	23-36	240
Андезиты и трахиты ($56 \div 57\% < \text{SiO}_2 < 62\%$)				
Казбек	Девдорацкий, Чхерский, Мнадонский потоки	Q	37	31 (25/22)
Кельское нагорье	Вулкан Нарван-Хох, потоки Кельского плато, верховьев р. Ксани	Q	38	14 (9/13)
Южная Осетия	Вулканы в районе Джавы	Q	39	7
Ахалкалакское нагорье	Конусы и потоки Самсарского и Кечутского хребтов, верховьев р. Ахуриан	Q	40	31 (7/7)
Арагац	Потоки в верхних и средних частях склонов	Q	41	14 (13/12)
Гегамское нагорье	Конусы и потоки в осевой части нагорья	Q	42	46 (38/31)

6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Андезитобазальты и латиты ($53 \div 54\% < \text{SiO}_2 < 56 \div 57\%$)										
56,6	1,14	15,9	6,8	0,09	5,5	6,8	4,1	2,3	0,72	0,37
56,6	0,85	17,1	7,0	0,10	5,5	7,1	3,75	1,65	0,35	0,59
56,0	1,00	17,65	6,6	0,11	5,2	8,1	3,55	1,5	0,33	—
56,7	1,01	16,7	7,3	0,15	4,9	7,1	4,8	1,5	0,45	0,50
57,1	0,78	17,4	6,5	0,12	5,8	6,8	3,75	1,8	0,27	0,38
57,1	0,91	17,5	6,6	0,15	4,5	7,1	3,9	1,7	0,55	0,32
55,9	1,34	16,7	7,1	0,20	3,9	7,4	4,1	2,7	0,62	1,89
55,9	0,97	16,8	8,3	0,12	4,2	7,7	4,2	1,7	0,39	0,86
53,6	0,85	17,4	8,0	0,15	5,5	8,8	4,0	1,3	0,42	—
55,6	0,95	16,9	7,8	0,12	4,5	7,1	4,5	2,2	0,45	0,83
57,3	0,91	16,1	6,5	0,12	4,4	7,3	4,4	2,7	0,63	1,28
54,9	1,04	17,6	7,7	0,18	4,5	7,4	4,1	2,1	0,59	0,85
54,4	1,07	17,8	7,9	0,12	3,8	7,75	4,2	2,55	0,72	1,50
54,9	0,92	17,6	7,3	0,13	3,9	7,1	4,6	3,0	0,78	2,08
55,9	0,98	17,1	7,2	0,13	4,7	7,4	4,1	2,1	0,52	0,99
Андезиты и трахиты ($56 \div 57\% < \text{SiO}_2 < 62\%$)										
60,4	0,77	17,1	5,3	0,09	4,0	5,9	4,7	1,85	0,29	0,58
59,8	0,89	17,6	5,6	0,14	3,9	5,5	3,8	2,2	0,65	0,19
60,0	0,95	16,0	6,5	0,08	4,0	5,8	4,2	2,1	0,38	0,36
60,1	0,70	16,9	6,6	0,10	3,3	6,2	3,95	2,2	0,24	0,49
59,8	0,89	16,9	6,45	0,10	3,0	5,7	4,4	2,5	0,38	0,63
58,3	0,80	16,9	6,4	0,14	4,0	6,6	4,1	2,6	0,43	0,76

Таблица 37 (продолжение)

1	2	3	4	5
✓	Потоки на южном берегу оз. Севан	N_2^{2-3}	43	5 (3/4)
Варденисский хребет, Айюцзор	Четвертичные конусы и потоки	Q	44	35 (27/28)
Сюникское нагорье	Вулкан Ишхансар и др.	$N_2^3 - Q_1$	45	49 (58/29)
	Среднее	$N_2 - Q$	37-45	232
Андезитодациты и кварцевые трахиты ($62\% < SiO_2 < 65\%$)				
Кавказские Минеральные Воды	Интрузивный массив горы Лысая	N_3^{2-3}	46	2
Верхний Цегем	Вулканы Кум-Тюбе, Кюген-Кая	$N_1^3 - Q_1$	47	8 (5/6)
Казбек	Потоки Тхаршети, Горисцихе, Чхери	Q_4	48	4 (2/3)
	Вулкан Кабарджин	Q_{2-3}	49	6 (2/4)
Район Крестового перевала	Вулкан Хорисар	Q_4	50	6 (1/1)
Кельское нагорье	Вулкан Кели, Ходзский поток	Q	51	7 (6/4)
	Потоки Эрмани-Ахубатского плато	Q_{2-3}	52	6 (6/5)
	Вулкан Малый Непискало (гранатсодержащие лавы)	$N_2^3 - Q_1$	53	8 (7/6)
Ахалкалакское нагорье	Конусы и потоки Самсарского, Кечутского хребтов, верховьев р. Ахуран	Q	54	59 (18/15)
	То же	N_{1-2}	55	33 (25/7)
Арагац	Потоки в средней и нижней частях склонов	Q	56	28 (26/23)
Гегамское нагорье	Потоки в окрестностях с. Еранос и др.	N_2^{2-3}	57	4 (0/3)
	Потоки в окрестностях с. Капутан и др.	N_{1-2}	58	3 (0/2)
Айюцзор	Вулканы Зангезурского хребта и др.	N_{1-2}	59	25 (22/21)
Сюникское нагорье	Вулкан Ишхансар и др.	$N_2^3 - Q_1$	60	5 (4/2)
	Среднее	$N_2 - Q$	46-60	204

Дациты гранодиориты и кварцевые трахиты - граносиениты ($65\% < SiO_2 < 68\%$)

Кавказские Минеральные Воды	Интрузивные массивы Верблюд, Золотой Курган	N_2^{2-3}	61	5
-----------------------------	---	-------------	----	---

6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
59,0	1,19	17,7	6,15	0,12	2,7	5,2	4,7	2,8	0,40	1,45
59,3	0,80	16,85	6,1	0,10	3,4	6,2	4,05	2,8	0,48	1,19
59,0	0,81	17,1	5,5	0,12	2,5	5,0	5,4	3,9	0,59	3,13
59,5	0,87	17,0	6,1	0,11	3,4	5,8	4,4	2,6	0,43	0,98

Андезитодациты и кварцевые трахиты ($62\% < \text{SiO}_2 < 65\%$)

64,6	0,72	13,0	3,2	0,05	4,1	3,4	3,1	6,9	0,89	0,74
62,1	0,87	16,9	5,1	0,08	3,3	5,2	3,9	2,3	0,30	0,54
63,4	0,68	16,4	4,5	0,09	3,1	5,3	4,4	2,1	0,26	0,46
63,8	0,57	17,8	4,3	0,10	2,5	4,3	3,95	2,55	0,25	0,32
64,3	0,62	16,7	4,6	0,06	2,1	5,2	4,6	1,8	0,16	0,41
64,0	0,55	16,9	4,1	0,12	3,3	4,6	3,9	2,3	0,24	0,29
62,5	0,62	16,1	5,3	0,18	3,9	5,6	3,6	1,9	0,26	0,35
62,7	0,63	18,6	4,1	0,12	2,9	4,6	3,8	2,1	0,38	0,08
63,1	0,54	16,4	5,5	0,08	2,6	5,4	4,0	2,4	0,26	0,49
63,3	0,63	16,4	5,3	0,10	2,2	5,3	4,3	2,4	0,27	0,43
63,2	0,80	17,4	4,8	0,11	1,8	4,0	4,5	3,15	0,36	0,76
62,6	0,76	17,6	5,2	0,11	1,1	3,3	5,4	4,0	—	1,36
62,3	0,57	16,6	5,2	—	2,7	5,3	4,7	2,7	—	0,77
62,7	0,65	16,8	4,9	0,08	2,1	5,0	4,25	3,2	0,38	2,18
63,2	0,70	16,2	3,8	0,07	1,5	4,6	5,7	3,8	0,49	2,75
63,2	0,66	16,7	4,7	0,10	2,6	4,7	4,3	2,9	0,35	0,80

Дациты—гранодиориты и кварцевые трахиты—граносиениты ($65\% < \text{SiO}_2 < 68\%$)

67,4	0,41	14,8	2,5	0,05	2,0	2,1	3,8	6,65	0,39	0,53
------	------	------	-----	------	-----	-----	-----	------	------	------

Таблица 37 (продолжение)

1	2	3	4	5
Нижний Чегем	Дациты долин	Q	62	1
Тырныаузская шовная зона	Вулканы в верховье р. Кыртык	Q	63	1
Эльбрус	Потоки Азау, верховьев р. Малка и др.	Q	64	29 (17/20)
Неоинтрузии Главного хребта	Интрузивные массивы Сангутидон, Тепли и др.	N ₁₋₂	65	3 (1/3)
Казбек	Конус Шерхота	Q ₄	66	5 (2/2)
	Девдорацкий, Чхерский, Мнадонский потоки	Q ₁₋₃	67	16 (2/3)
	Вулкан Кабарджин	Q ₂₋₃	68	9 (3/3)
Район Крестового перевала и Кельское нагорье	Вулканы Садзели, Малый Непискало, Фидар-Хох	N ₂ ³ -Q ₁	69	22 (18/16)
Ахалкалакское нагорье	Вулканы Ортулудаг, Каратепе	Q	70	7 (6/0)
	Конусы и потоки Самсарского, Кечутского, Эрүшетского хребтов	N ₁₋₂	71	24 (14/5)
Арагац	Потоки "туфолов" в средних и нижних частях склонов	Q	72	11 (5/7)
Сюникское нагорье	Вулкан Ишхансар	N ₂ ³ -Q ₁	73	7 (2/5)
	Среднее	N ₂ -Q	61-73	140
	Риодациты (68% < SiO ₂ < 71%)			
Кавказские Минеральные Воды	Интрузивные массивы Развалка, Змейка и др.	N ₂ ³ -3	74	19 (19/13)
Тырныаузская шовная зона	Дайки Тырныауза	N ₂ ³	75	2
Эльбрус	Поток Битюк-Тюбе	Q	76	3 (2/3)
	Потоки Ирикчат, Тузлук и др.	N ₂ ³	77	5 (6/4)
Верхний Чегем	Верхняя часть разреза	N ₂ ³	78	25 (22/18)
Неоинтрузии Главного хребта	Порфиновые штоки Сангутидон, Тепли и др.	N ₂ ³ -3	79	13 (10/8)
Ахалкалакское нагорье	Вулкан Сурх-Оганес	Q	80	1
Арагац	Вулкан Артени	N ₂ ³ -Q ₁	81	2 (0/1)
Гегамское нагорье	Вулканы Атис и Гутансар	N ₂ ³ -Q	82	4 (2/2)

Si Ti Al Fe⁺ Mn Mg Ca Na K P

6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16

65,0	0,75	16,9	3,7	—	2,0	3,5	4,7	4,0	—	0,50
65,6	0,67	16,4	4,1	0,06	1,8	3,5	3,9	3,8	0,36	0,32
66,9	0,61	15,9	3,7	0,07	1,7	3,9	4,0	3,2	0,27	0,53
66,7	0,58	15,8	3,9	0,06	2,0	3,6	4,1	3,2	0,17	0,26
66,7	0,58	15,5	4,0	0,11	2,1	4,1	4,6	2,15	0,18	0,78
65,1	0,63	16,0	4,4	0,06	2,2	5,0	4,8	1,8	0,23	0,51
66,2	0,60	16,6	4,0	0,08	1,9	4,05	4,2	2,3	0,19	0,29
67,0	0,52	16,6	3,3	0,07	2,1	3,8	4,3	2,2	0,33	0,39
67,0	0,53	14,9	3,9	0,05	1,4	4,3	4,2	3,5	0,13	—
66,8	0,47	16,0	4,2	0,08	1,5	4,1	4,3	2,55	0,16	0,50
66,3	0,76	16,6	3,6	0,05	1,1	2,5	4,9	3,9	0,27	1,06
67,8	0,48	15,7	3,0	0,05	1,1	2,2	5,5	4,0	0,35	0,87
66,5	0,58	16,0	3,8	0,07	1,75	3,6	4,4	3,3	0,26	0,55
Риодациты (68% < SiO ₂ < 71%)										
69,7	0,31	15,1	2,2	0,05	1,0	1,6	4,0	5,7	0,30	0,75
69,5	0,48	16,4	2,3	0,05	1,2	2,9	3,4	3,8	—	0,20
69,2	0,47	16,2	2,5	0,06	1,3	3,0	3,8	3,3	0,28	0,66
69,3	0,37	16,1	2,9	0,06	1,0	2,9	3,7	3,6	0,15	0,40
69,1	0,47	15,9	2,9	0,05	1,1	2,9	4,1	3,4	0,22	0,82
69,2	0,58	15,9	2,7	0,04	1,2	2,65	4,1	3,5	0,19	0,19
70,0	0,27	13,4	4,65	0,07	0,75	3,2	3,8	3,9	—	—

69,5	0,41	16,0	2,3	0,08	0,9	2,0	4,65	4,2	0,20	1,22
69,7	0,28	16,6	2,6	0,07	1,0	2,3	4,1	3,3	0,18	0,68

69,6 0,35 16,30 2,45 0,08 0,95 2,15 4,38 2,75 0,19
 29,1 0,11 3,99 0,86 0,59 0,86 1,77 — 0,03

Таблица 37 (продолжение)

1	2	3	4	5
	Вулканы Гюмюш, Авазан, Гехаркуник, потоки на "мысе с развалинами"	N_2^{2-3}	83	6
	Среднее	$N_2 - Q$	74-83	80
Риолиты-граниты ($71\% < SiO_2 < 74\%$)				
Кавказские Минеральные Воды	Интрузивные массивы Бештау, Джуца, Козьи Скалы	N_2^{2-3}	84	40 (35/34)
Тырныауская шовная зона	Экструзии Тырныауза	N_2^3	85	11 (4/10)
	Эльджуртинский гранит	N_2^3	86	9
	Кыртыкский силл	N_2^3	87	5 (2/1)
Верхний Чегем	Нижняя часть разреза	N_2^3	88	23 (22/17)
Кельское нагорье	Вулкан Большой Непискало	Q	89	4 (4/3)
Ахалкалакское нагорье	Вулкан Ени-Ёл	N_2^{2-3}	90	2
Гегамское нагорье	Вулканы Атис, Гутансар	$N_2^3 - Q$	91	10 (9/7)
	Среднее	$N_2 - Q$	84-91	104
Риолиты ($SiO_2 > 74\%$)				
Кавказские Минеральные Воды	Интрузивные массивы Бык, Шелудивая	N_2^{2-3}	92	21 (18/17)
Нижний Чегем	Риолиты долин	Q	93	1
	Риолиты водоразделов	N_2^3	94	12 (9/8)
Верхний Чегем	Базальные витрофиры	N_2^3	95	11 (12/7)
Ахалкалакское нагорье	Вулканы Коюндаг, Ельдаг, Хертвиси	N_2^{2-3}	96	15 (8/4)
Арагац	Вулкан Артеми	$N_2^3 - Q_1$	97	28 (14/20)
Гегамское нагорье	Вулканы Атис, Гутансар, Гехасар, Спитаксар	$N_2^3 - Q$	98	34 (19/26)
Сюникское нагорье	Вулканы Базенк, Сатанакар	$N_2^3 - Q_1$	99	11 (12/7)
	Среднее	$N_2 - Q$	92-99	133

*Цифры в скобках: числитель – количество определений P_2O_5 , знаменатель – количество определений Fe^{3+}/Fe^{2+} .

6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
69,25	0,33	16,0	2,4	0,09	1,15	1,1	5,35	4,25	0,17	1,41
69,5	0,40	15,8	2,8	0,06	1,1	2,5	4,1	3,9	0,20	0,70
28	Риолиты — граниты (71% < SiO ₂ < 74%) 0,66									
72,3	0,15	15,1	1,2	0,03	0,3	1,2	4,4	5,2	0,09	1,48
71,2	0,34	15,5	2,7	0,03	1,4	2,2	2,8	3,9	0,13	0,47
73,1	0,33	14,8	1,8	0,04	0,7	1,4	3,5	4,2	0,11	0,29
72,4	0,32	14,4	2,6	0,04	0,5	2,0	3,5	4,4	0,15	0,32
72,9	0,28	14,1	2,2	0,04	0,6	1,9	3,8	4,0	0,11	0,84
71,65	0,18	14,6	3,0	0,07	0,5	2,25	4,5	3,2	0,13	1,36
72,2	0,24	14,8	1,8	0,06	0,5	1,7	4,3	4,3	0,06	1,05
72,1	0,16	14,2	2,2	0,07	1,1	1,6	4,4	4,5	0,10	0,85
72,2	0,25	14,7	2,2	0,05	0,7	1,8	3,9	4,2	0,11	0,83
Риолиты (SiO ₂ > 74%)										
73,5	0,08	15,0	1,1	0,04	0,2	0,8	4,75	4,5	0,03	0,59
74,3	0,09	13,3	1,5	0,03	0,5	2,0	3,5	4,7	0,05	1,09
75,4	0,10	13,1	1,2	0,05	0,45	1,2	3,7	4,6	0,06	1,09
75,1	0,19	13,1	1,6	0,04	0,5	1,0	3,8	4,6	0,07	0,86
75,0	0,21	13,4	1,3	0,06	0,4	1,4	4,1	4,1	0,05	0,87
75,2	0,07	13,5	1,2	0,08	0,3	1,2	4,1	4,4	0,05	0,79
74,2	0,14	13,8	1,6	0,08	0,2	1,3	4,1	4,4	0,09	0,84
74,9	0,09	13,6	1,25	0,06	0,2	1,1	4,1	4,7	0,05	0,68
74,7	0,12	13,6	1,3	0,06	0,3	1,3	4,0	4,5	0,06	0,85

Таблица 38

Средние содержания щелочных металлов, Sr и Ba (г/т) в плиоцен-четвертичных вулканитах Кавказа

Центры и ареалы новейшего магматизма	Вулканы, потоки, экструзии, интрузивные тела	Возраст	Номер выборки	Количество анализов
1	2	3	4	5
Базальты, базаниты				
Бассейн р. Тызыл	Вулкан в районе г. Кинжал	N_2^3	1	1
Тырныаузская шовная зона	Вулкан Сурх-Крандух	N_2^3	3	2
Казбек	Включения (диалиты) в андезитах и дацитах	Q	4	5 (2/4) *
Кабарджин	Дайка на западном склоне	Q	5	2 (1/1)
Южная Осетия	Поток в районе Ванати	N_{1-2}	6	2 (1/2)
Ахалкалакское нагорье	Вулкан Ортулудаг	Q	7	1
	Потоки плато и долин с низким содержанием MgO	N_2^3	8	13 (3/12)
	То же с более высоким содержанием MgO	N_2^3	9	16 (8/9)
✓ Долина р. Раздан	Потоки в районе Арзни с низким содержанием MgO	N_2^3	12	4 (1/3)
	То же с более высоким содержанием MgO	N_2^3	13	2 (1)
Сюникское нагорье	Вулкан Ишхансар	Q	19	9 (2/3)
Кафан	Ардзаникский поток	N_2^3	21	6 (2/6)
	Норашеникский поток	N_2^3	22	2
	Среднее	N_2-Q	1-22	65
Андезитобазальты, патиты				
Бассейн р. Тызыл	Вулкан в районе г. Кинжал	N_2^3	23	4 (1/3)
Тырныаузская шовная зона	Вулкан Сурх-Крандух	N_2^3	24	4 (1)
Верхний Чегем	Включения (диалиты) в андезитодацитах Кум-Тюбе	$N_2^3-Q_1$	25	2 (1/1)
Казбек	Включения (диалиты) в андезитах и дацитах	Q	26	7 (2/6)
Район Крестового перевала	Гудаурский поток	Q	27	2 (1/1)

Na · 10 ⁻⁴	K · 10 ⁻⁴	Li	Rb	Cs	Sr	Ba
6	7	8	9	10	11	12
Базальты, базаниты						
2,9	2,0	14	38	<2,0	932	500
3,0	1,0	12	9	—	372	150
3.35	1,0	16	28	<1,6	780	433
2,6	2,2	18	104	3,4	794	700
2,6	1,5	15	27	2,2	1690	1250
3,1	1,05	8	17	0,76	568	400
3,1	1,1	10	19	<1,7	658	450
3,0	0,9	8	9	<1,5	575	304
3,75	1,85	12	32	1,3	1107	783
3,05	1,0	9	22	<1,0	708	450
3,85	2,4	12	43	<1,6	1780	1267
3,8	2,2	7	33	<2,0	3460	1283
2,6	1,95	7,5	24	2,8	1992	1000
3,1	1,6	11	23 ² *	<1,9	1186	690
Андезитобазальты, латиты						
3,1	2,2	16	69	4,4	797	533
3,1	1,5	17	45	1,5	505	275
2,6	1,15	15	44	<1,0	583	300
3,5	1,2	15	43	2,45	760	567
2,8	1,45	22	45	2,5	693	400

Таблица 38 (продолжение)

1	2	3	4	5
Андезитобазальты, латиты				
Кельское нагорье	Поток в основании Эрмани-Ахубатского плато	Q	28	2 (1/2)
Южная Осетия	Потоки в районе Квасатали	N_{1-2}	29	7 (2/3)
Ахалкалакское нагорье	Конусы и потоки Самсарского, Кечутского хребтов, верховьев р. Ахуран	Q	30	34 (4/25)
	Геташенский поток	N_2^3	31	6 (1/4)
Арагац	Потоки в ущелье Амберд	N_2^3	32	7 (1/5)
✓ Долина р. Раздан	Столбчатые лавы в районе Арзни	N_2^3	33	4 (0/2)
✓ Гегамское нагорье	Конусы и потоки в осевой части нагорья	Q	34	15 (3/4)
Сюникское нагорье	Вулкан Ишхансар	$N_2^3 - Q_1$	36	22 (2/13)
	Среднее	$N_2 - Q$	23-36	116
Андезиты, трахиты				
Казбек	Девдоракский, Чхерский, Мнадонский потоки	Q	37	15 (2/14)
Кельское нагорье	Вулкан Нарван-Хох, потоки Кельского плато, вторая вершина Мал. Непискало	Q	38	8 (2/6)
Южная Осетия	Вулканы в районе Джавы	Q	39	9 (3/9)
Ахалкалакское нагорье	Конусы и потоки Самсарского и Кечутского хребтов, верховьев р. Ахуран	Q	40	30 (2/13)
Арагац	Потоки в верхних и средних частях склонов	Q	41	10 (1/7)
✓ Гегамское нагорье	Конусы и потоки в осевой части нагорья	Q	42	33 (3/16)
	Потоки на южном берегу оз. Севан	N_2^{2-3}	43	5 (2/4)
Сюникское нагорье	Вулкан Ишхансар	$N_2^3 - Q_1$	45	11 (2/4)
	Среднее	$N_2 - Q$	37-45	121

6	7	8	9	10	11	12
Андезитобазальты, латиты						
3,2	1,25	13	36	1,5	740	300
3,3	2,4	18	63	$\leq 4,1$	1469	933
3,05	1,5	10	34	$< 1,5$	586	500
3,15	2,05	10	46	$< 2,0$	551	750
3,35	1,75	11	39	1,3	644	525
3,6	2,4	13	33	—	1052	890
3,2	1,8	11	37	$\leq 1,3$	860	655
3,8	2,55	13	42	1,6	1433	1054
3,2	1,8	14	44	$\leq 2,1$	821	591
Андезиты, трахиты						
3,5	1,4	13	47	1,65	722	429
3,2	1,6	28	53	2,2	562	400
3,2	1,7	20	54	3,9	767	500
3,15	1,9	11	40	1,5	653	608
3,3	2,3	12	48	1,4	576	743
3,45	2,4	13	47	$\leq 1,5$	1002	864
3,55	2,35	14	46	1,4	656	775
4,4	3,1	13	59	1,9	1483	1200
3,5	2,1	15,5	49	$\leq 2,0$	803	690

Таблица 38 (продолжение)

1	2	3	4	5
Андезитодациты				
Верхний Чегем	Вулкан Кум-Тюбе	$N_2^3 - Q_1$	47	2 (1/2)
Казбек	Потоки Тхаршети, Горисихе, Чхери	Q_4	48	4 (3/3)
Район Крестового перевала	Вулкан Хорисар	Q_4	50	6 (3/4)
Кельское нагорье	Вулкан Кели, Ходзский поток	Q_4	51	11 (0/8)
	Потоки Эрмани-Ахубатского плато	Q_{2-3}	52	4 (1/4)
	Вулкан Малый Непискало (гранатосодержащие лавы)	$N_2^3 - Q_1$	53	10 (1/7)
Ахалкалакское нагорье	Конусы и потоки Самсарского и Кечутского хребтов, верховьев р. Ахурия	Q	54	31 (5/16)
	То же	N_{1-2}	55	15 (2/9)
Арагац	Потоки в средней и нижней частях склонов	Q	56	15 (1/8)
Сюникское нагорье	Вулкан Ишхансар	$N_2^3 - Q_1$	60	5
	Среднее	$N_2 - Q$	47-60	103
Дациты-гранодиориты, кварцевые трахиты				
Кавказские Минеральные Воды	Интрузивный массив Верблюд	$N_2^3 - 3$	61	1
Тырныаузская шовная зона	Вулканы в верховье р. Кыртык	Q	63	4 (1/4)
Эльбрус	Потоки Азау, верховье р. Малка и др.	Q	64	6 (2/5)
Неоинтрузии Главного хребта	Интрузивный массив Сангутидон	N_{1-2}	65	5 (1/4)
Казбек	Конус Шерхота	Q_4	66	6 (1/5)
	Девдоракский, Черокский, Мнадонский потоки	Q_{1-3}	67	7 (3/7)
Кабарджин	Вулкан Кабарджин	Q	68	8 (7/9)
Район Крестового перевала и Кельское нагорье	Вулканы Садзели, Малый Непискало	$N_2^3 - Q_1$	69	10 (3/7)
Ахалкалакское нагорье	Вулканы Ортулудаг, Каратепа	Q	70	7 (3/7)
	Вулкан Абул, Самсарская кальдера	N_{1-2}	71	7 (1/7)

6	7	8	9	10	11	12
---	---	---	---	----	----	----

Андезитодациты

2,9	2,0	15	88	1,5	473	350
3,35	1,6	35	60	4,5	713	400
3,4	1,4	28	57	3,5	499	300
3,3	1,7	36	69	—	548	350
2,8	1,55	34	62	4,3	543	375
3,2	1,6	28	68	3,3	507	414
3,05	2,05	15	55	<1,7	504	653
3,2	1,7	12	51	<1,0	637	588
3,45	2,8	15	71	2,1	380	675
4,2	2,9	11	38	—	—	—
3,3	1,9	23	62	<2,7	534	456

Даци́ты—гранодиориты, кварцевые трахиты

3,3	5,2	30	280	25,0	1352	2200
3,0	2,8	54	148	6,0	376	475
3,15	2,7	40	155	5,6	411	430
3,15	2,55	21	160	11,0	462	350
3,3	1,8	45	72	6,3	641	380
3,65	1,5	16	50	3,0	665	414
3,3	1,9	46	76	5,5	605	478
3,8	1,6	22	63	2,7	476	314
3,05	2,8	12	64	1,8	363	871
3,3	1,9	16	67	3,8	633	586

Таблица 38 (продолжение)

1	2	3	4	5
Дациты—гранодиориты, кварцевые трахиты				
Арагац	Потоки "туфолов" вблизи с. Бюракан	Q	72	11 (3/10)
Сюникское нагорье	Вулкан Ишхансар	$N_2^3 - Q_1$	73	4 (2/4)
	Среднее	$N_2 - Q$	61–73	76
Риодациты				
Кавказские Минеральные Воды	Интрузивные массивы Развалка, Змейка, Кинжал	N_2^{2-3}	74	5 (2/4)
Тырынауская шовная зона	Дайки Тырынауза	N_2^3	75	1
Эльбрус	Поток Битюк-Тюбе	Q	76	1
	Потоки Тузлук, Ирикчат	N_2^3	77	2 (1/1)
Верхний Чегем	Верхняя часть разреза	N_2^3	78	9 (1/6)
Неоинтрузии Главного хребта	Порфировый шток Сан-гутидон	N_2^{2-3}	79	2
Ахалкалакское нагорье	Вулкан Сурх-Оганес	Q	80	1
Гегамское нагорье	Вулкан Гутансар	$N_2^3 - Q_1$	82	2 (1/2)
	Вулканы Гюмюш, Авазая, потоки на "мысе с развалинами"	N_2^{2-3}	83	5 (2/5)
	Среднее	$N_2 - Q$	74–83	28
Риолиты—граниты ($71\% < SiO_2 < 74\%$)				
Кавказские Минеральные Воды	Интрузивный массив Бештау	N_2^{2-3}	84	1
Тырынауская шовная зона	Экструзии Тырынауза	N_2^3	85	2
	Эльджуртинский гранит	N_2^3	86	111 (1/4)
	Кырыткский силл	N_2^3	87	2 (1/2)
Верхний Чегем	Нижняя часть разреза	N_2^3	88	2
Кельское нагорье	Вулкан Большой Непискало	Q	89	11 (3/9)
Ахалкалакское нагорье	Вулкан Ени-Ёл	N_2^{2-3}	90	2 (1/1)
	Среднее	$N_2 - Q$	84–90	20
Риолиты ($SiO_2 > 74\%$)				
Кавказские Минеральные Воды	Интрузивные массивы Бык, Шелудивая	N_2^{2-3}	92	2 (2/1)

10^{-4} Na 10^{-4} K L Rb Cs Sr Ba

6 7 8 9 10 11 12

Дацинты—гранодиориты, кварцевые трахиты

3,9	3,15	18	80	2,0	459	850
4,25	2,95	20	70	2,7	1356	1100
3,4	2,6	28	107	6,4	650	704

Риодациты

3,35	4,5	34	305	30,0	1458	1650
2,35	3,2	32	180	17,0	270	500
3,4	3,0	50	156	10,0	304	300
2,4	2,6	49	185	10,0	270	440
2,9	2,9	33	129	5,5	322	550
3,25	2,45	24	184	—	368	450
3,4	3,0	16	64	8,2	517	600
3,6	2,75	28	69	1,1	618	800
3,8	3,3	11	88	1,65	254	1240

3,2	3,1	31	151	10,4	487	762
-----	-----	----	-----	------	-----	-----

Риолиты—граниты ($71\% < \text{SiO}_2 < 74\%$)

3,6	4,3	30	220	30,0	930	1200
2,7	3,8	78	240	10,0	295	525
2,6	3,5	53	205	9,2	237	325
2,5	3,8	70	243	7,8	191	725
2,8	3,25	29	145	8,0	229	650
3,4	2,6	69	113	7,7	375	544
3,3	3,5	24	85	2,3	229	1000
3,0	3,5	50	179	10,7	355	710

Риолиты ($\text{SiO}_2 > 74\%$)

3,9	3,3	49	517	108	330	220
-----	-----	----	-----	-----	-----	-----

Таблица 38 (окончание)

1	2	3	4	5
Риолиты ($\text{SiO}_2 > 74\%$)				
Нижний Чегем	Риолиты долин	Q	93	2 (1)
	Риолиты водоразделов	N_2^3	94	7 (4/7)
Верхний Чегем	Базальные витрофиты	N_2^3	95	3 (1/1)
Ахалкалакское нагорье	Вулкан Кююндаг	N_2^{2-3}	96	1 (1/2)
Арагац	Вулкан Артени	$N_2^3 - Q$	97	16 (8/3)
Гегамское нагорье	Вулканы Атис, Гутансар, Гехасар	$N_2^3 - Q$	98	14 (2/4)
Сюникское нагорье	Вулканы Базенк, Сата-накар	$N_2^3 - Q$	99	5 (2/5)
	Среднее	$N_2 - Q$	92-99	50

* Цифры в скобках: числитель — количество определений Cs, знаменатель — количество определений Sr и Ba.

2* Исключая выборку 5.

3* Исключая выборку 92.

него отношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ использовались более или менее однородные части выборок, характеризующие относительно низкие значения.

5. Для каждой выборки были рассчитаны средние арифметические содержания всех петрогенных окислов и среднее отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ (табл. 37). Фигуративные точки на графиках соответствуют этим средним величинам.

6. Средние содержания, выраженные в массовых процентах, были пересчитаны на нормативный состав при допущении, что все железо содержится в закисной форме и нормативный магнетит отсутствует. Такое допущение приводит к меньшей погрешности по сравнению с расчетом нормативного магнетита, основанном на реальной величине $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, поскольку даже будучи откорректированным в меньшую сторону, это отношение в существенной мере отражает эпигенетическое окисление лав на поверхности. Кроме обычных нормативных минералов, рассчитанных по стандартной схеме, были вычислены отрицательные значения параметра Q (нормативный кварц), которые относятся к недонасыщенным кремнеземом породам с нормативными оливином и (или) нефелином. Величина $-Q$ — это то количество SiO_2 , которое необходимо добавить к реальному составу породы, чтобы полностью насытить его кремнеземом ($Ol = Ne = 0$). Таким способом удастся оценить степень пересыщения и недосыщенности пород кремнеземом с помощью одного параметра $\pm Q$.

Сведения о распределении элементов-примесей основаны почти полностью на оригинальном аналитическом материале (табл. 36). Для пород Тырныауза частично использованы аналитические данные В.В. Ляховича (1976 г.). При расчете средних содержаний Li и Rb учтены анализы И.М. Остафийчука и В.Г. Молявко (1980 г.), М.И. Толстого и др. (1980 г.), выполненные методом фотометрии пламени, а также неопубликованные анали-

6	7	8	9	10	11	12
Риолиты ($\text{SiO}_2 > 74\%$)						
2,45	4,2	22	165	48	51	200
2,7	3,9	36	190	9,1	41	<140
2,6	3,9	29	165	8,2	51	100
3,3	3,7	36	125	4,5	89	700
3,35	3,8	38	127	2,8	48	267
3,5	3,2	41	131	4,9	148	625
3,3	3,45	63	179	5,3	32	~50
3,1	3,7	39	155 ^{3*}	5,8 ^{3*}	66 ^{3*}	<288

зы, любезно переданные А.В. Гушиным и А.А. Ганзеевым. В некоторые выборки включены определения U и Th, приведенные Е.К. Станкевичем (1976 г.) и С.М. Кравченко (1977 г.), определения F по И.М. Остафийчуку (1977 г.), а также результаты определения редких элементов в кислых вулканитах Армении по Б.М. Меликсетяну и С.Г. Карапетяну (1981 г.).

Аналитические данные по элементам-примесям разделены на такие же геологически однородные выборки, что и материал по петрогенным элементам. Для каждой выборки рассчитаны средние арифметические содержания (табл. 38–40), которые и использованы при всех графических построениях. Поскольку объемы одноименных выборок для элементов-примесей и петрогенных элементов существенно разные, то одни и те же породы характеризуются несколько различными средними содержаниями Na (Na_2O) и K (K_2O) в полных химических анализах (см. табл. 37) и анализах, в которых Na и K определялись совместно с Li и Rb (см. табл. 38). Многие выборки состоят из небольшого числа проб, но эти пробы относятся к геологически представительному материалу, проанализированному точными методами, и несут надежную геохимическую информацию, которая может быть использована при региональных сопоставлениях.

Геохимическая характеристика плиоцен-четвертичных вулканитов, развитых на территории Турции и Ирана, приводится по литературным данным (табл. 41, 42).

Таблица 39

Средние содержания (в г/т) элементов-примесей (РЗЭ и др.) в плиоцен-четвертичных вулканах Кавказа

Номер выборки*	Количе- ство ана- лизиров	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb
1	2	3	4	5	6	7	8
Базальты, базаниты							
1	1	48	110	9,3	2,3	1,50	2,8
3	1 (2)	20	43	5,8	1,3	0,56	1,8
4	2 (2)	25	44	3,85	1,35	0,60	1,6
5	1 (2)	41	84	6,4	2,2	0,99	2,5
6	1 (2)	50	100	8,1	2,6	1,20	2,9
7	1	25	39	4,8	1,5	1,20	2,9
8	3	28	54	5,4	1,5	0,78	2,7
9	8 (9/3) ^{2*}	21	46	4,7	1,5	0,94	3,1
12	1	52	93	4,9	1,5	0,73	1,7
13	1	32	60	4,6	1,4	0,84	2,6
19	2 (4/1)	73,5	135	8,4	2,15	1,35	2,35
21	2 (3/2)	100	215	14,5	3,3	1,80	1,6
22	2 (4/2)	74	145	11,0	2,4	2,00	1,6
Среднее	26	46	90	7,1	1,9	1,11	2,3
Андезитобазальты, латиты							
23	1 (4/1)	38	86	7,1	1,3	1,30	1,4
24	1 (2)	37	74	6,0	1,4	0,86	2,2
25	1	24	47	3,7	1,6	0,48	2,1
26	2 (2)	29,5	57	4,8	1,7	0,67	1,45
27	1	25	50	4,1	1,4	0,81	2,3
28	1	27	48	4,4	1,3	1,00	1,7
29	2 (5)	44	96,5	7,3	2,05	1,45	2,4
30	4 (2)	33	52,5	4,6	1,5	0,95	2,6
31	1	41	68	4,6	1,4	0,85	2,0
32	1	32	61	4,1	1,0	0,45	2,3
33	1 (3)	56	100	6,6	1,7	0,91	1,8
34	3 (2/8)	46	74	5,2	1,6	1,10	2,7
36	2 (2/11)	72	130	8,1	1,95	1,05	2,35
Среднее	21	38	73	5,5	1,5	0,91	2,1
Андезиты, трахиты							
37	2 (3/5)	24,5	41	3,1	1,35	0,64	1,35
38	2	26,5	54	4,3	1,2	0,75	1,85
39	3 (6)	33	66	6,0	1,5	1,19	2,1
40	2	37	64	4,35	1,25	0,66	1,85
41	1	44	70	5,5	1,1	0,98	2,6
42	3 (5/4)	60	96	5,9	1,7	0,91	2,4
43	2 (2/3)	44	86	6,6	2,1	1,40	4,25
45	2 (4/4)	78	135	7,6	1,85	1,10	1,7
Среднее	17	44	76	5,4	1,5	0,96	2,3

Lu	Y	Zr	Hf	Nb	Ta	U	Th	F
9	10	11	12	13	14	15	16	17
Базальты, базаниты								
0,39	10	270	5,7	20	1,10	<6,0	7,5	800
0,34	10	130	3,2	<10	0,34	<3,0	5,0	—
0,30	15	150	4,3	<10	0,40	<2,7	5,9	—
0,28	25	230	7,3	<10	1,30	<3,0	11,0	—
0,24	27	205	5,7	<10	1,20	4,8	4,0	—
0,49	16	170	4,1	<10	0,30	<3,0	2,8	300
0,44	17	177	4,0	<10	0,63	<2,0	1,6	—
0,48	13	151	4,1	<12	0,49	<3,0	1,7	490
0,18	10	200	3,7	10	0,73	3,3	9,3	—
0,39	20	180	4,6	<10	0,47	<2,0	4,3	—
0,27	15	240	4,75	20	1,80	<3,0	5,7	2000
0,18	23	210	3,95	17	0,93	<4,0	3,8	2255
0,19	17,5	167,5	4,65	25	2,40	<4,0	3,5	1790
0,33	16,0	190	4,6	<14	0,93	<3,4	5,1	1270
Андезитобазальты, латиты								
0,22	17,5	288	8,1	15	0,83	4,8	18,0	400
0,27	17,5	140	3,5	<10	0,74	4,2	12,0	—
0,43	—	—	3,4	—	0,37	<3,0	8,1	—
0,22	<15	155	4,9	<10	0,63	<5,7	7,5	—
0,32	<10	150	2,8	10	0,76	2,4	5,6	—
0,20	<6	150	3,0	<10	0,51	<3,0	3,5	—
0,30	26	210	5,2	14	1,65	<4,2	5,9	—
0,39	18	180	4,6	<10	<0,82	<2,8	5,2	—
0,29	< 6	190	4,1	20	1,20	<3,0	8,1	—
0,25	20	160	3,8	10	0,80	—	5,8	—
0,33	17	180	3,6	14	0,94	<1,0	6,2	—
0,33	15	190	4,2	25	1,01	<3,8	6,5	940
0,33	15	235	4,9	25	1,20	<4,6	7,2	1350
0,30	<15	190	4,4	<15	<0,89	<3,7	7,7	900
Андезиты, трахиты								
0,24	<10	157	4,0	<10	0,50	3,35	7,35	460
0,23	<6,5	175	4,4	10	0,44	<2,5	7,95	—
0,35	<12	205	5,7	11	<0,53	<3,8	5,3	—
0,27	< 7	175	4,25	15	0,68	<2,0	6,7	—
0,43	10	250	5,5	20	1,10	<3,0	7,1	—
0,32	<10	194	5,1	20	<0,73	<3,5	7,3	750
0,44	25	260	7,75	10	<1,05	<3,0	8,7	690
0,24	<10	265	5,7	25	2,40	<3,5	8,8	1360
0,32	<11	210	5,3	<15	<0,93	<3,1	7,4	815

Таблица 39 (продолжение)

Eu

1	2	3	4	5	6	7	8
Андезитодациты, кварцевые трахиты							
47	1 (2)	32	53	4,3	1,5	0,50	2,1
48	3 (2)	27	55	4,1	0,9	0,64	1,9
50	3 (2)	23	41	2,9	1,0	0,37	1,2
51	1	24	48	3,5	1,1	0,62	1,5
52	1 (1/2)	24	43	3,8	1,0	0,61	1,9
53	1 (4/5)	28	53	4,2	1,2	0,54	2,1
54	5 (4)	32	54	3,5	1,06	0,56	1,9
55	2	32,5	47,5	2,65	1,04	≤0,58	1,2
56	1	53	90	6,0	1,4	1,10	3,3
Среднее	18	30	54	3,9	1,1	≤0,61	1,9
Дациты—гранодиориты, кварцевые трахиты							
61	1 (1/5)	75	120	9,5	1,9	1,00	1,6
63	1	41	89	5,4	1,4	0,80	1,8
64	2 (5/7)	39	80	4,3	1,45	0,66	1,7
65	1 (1/3)	21	38	3,2	0,93	0,58	1,2
66	1 (3/1)	27	51	3,1	1,2	0,48	1,7
67	3 (4/3)	26	42	2,8	1,1	0,39	1,2
68	7 (4/1)	30	54	3,1	1,2	0,56	1,7
69	3	23	43	3,2	1,0	0,49	1,1
70	4 (5)	37,5	68	3,4	1,0	0,51	2,1
71	1	23	31	2,3	0,68	0,30	0,91
72	3 (3/2)	56	93	6,2	1,5	0,94	3,8
73	2 (3)	72	115	6,0	1,5	1,12	2,1
Среднее	29	39	69	4,4	1,2	0,64	1,7
Риодациты							
74	3 (3/14)	62	110	7,3	1,5	0,66	1,7
75	8						
76	1	48	88	6,8	1,0	0,69	2,0
77	1 (1/4)	48	88	3,8	1,1	0,66	1,6
78	1 (2/3)	44	79	4,0	1,3	0,48	1,6
80	1	35	60	3,5	1,1	0,62	1,7
82	1	63	110	7,2	1,8	1,0	3,9
83	2 (2/2)	77	125	6,1	1,2	1,15	2,2
Среднее	18	54	94	5,5	1,3	0,75	2,1
Риолиты—граниты (71% < SiO ₂ < 74%)							
84	1 (1/29)	43	79	3,6	1,1	0,44	1,4
85	2	38	72	5,0	0,97	0,68	1,8
86	4	40	66,5	4,0	0,65	0,75	2,2
87	1	41	81	5,3	0,75	0,61	1,8
89	3 (2)	35	67	3,7	0,76	0,59	1,7
90	1	50	78	8,7	0,84	0,43	2,7
Среднее	13	41	74	5,0	0,82	0,58	1,9

9	10	11	12	13	14	15	16	17
---	----	----	----	----	----	----	----	----

Андезитодациты, кварцевые трахиты

0,34	15	195	5,0	<10	0,51	<3,0	11,0	—
0,22	<10	160	4,2	<10	≤0,65	3,5	7,0	—
0,19	<20	135	3,8	<10	0,31	≤3,2	6,2	—
0,20	< 6	150	4,0	<10	0,49	2,9	7,9	—
0,23	< 7	140	4,1	<10	0,44	<2,0	6,2	1200
0,27	≤ 9	158	4,2	≤10	0,39	3,3	7,4	800
0,22	≤10	142	4,5	≤15	≤0,68	≤3,8	8,1	—
0,16	< 7	110	4,4	<10	≤0,62	≤2,6	7,4	—
0,39	30	350	7,8	20	1,10	<3,0	10,0	—
0,25	≤12	171	4,7	≤12	≤0,55	≤3,1	7,9	1000

Дациты—гранодиориты, кварцевые трахиты

0,22	<10	300	7,6	10	0,81	16,0	51,0	1700
0,22	<10	240	5,5	10	0,96	4,0	8,0	1200
0,30	25	215	5,4	<10	0,77	6,0	19,0	570
0,16	<10	120	4,2	10	0,52	4,0	9,9	570
0,19	≤16	147	4,1	≤ 5	0,54	4,1	8,2	100
0,20	≤12	150	3,5	≤ 5	0,50	≤2,4	8,3	330
0,24	15	162	4,4	<10	0,67	≤3,6	9,8	300
0,19	< 7	158	4,7	≤ 8	0,36	≤3,2	7,6	—
0,24	≤ 9	150	5,45	12	≤0,48	3,9	14,5	—
0,11	—	—	3,3	—	<0,6	4,6	4,5	—
0,47	23	387	8,8	30	1,16	≤3,2	12,0	900
0,25	<10	303	6,6	33	1,43	≤3,2	12,2	—
0,23	≤13	212	5,3	≤13	≤0,73	≤3,8 ^{3*}	10,4 ^{3*}	709

Риодациты

0,24	<10	237	7,0	13	0,87	24,0	46,0	1190
		248		15,1	1,30			700
0,31	17	190	5,6	10	1,30	5,5	24,0	
0,25	20	170	5,3	<10	1,10	6,4	26,0	785
0,26	20	225	5,3	<10	0,60	4,2	17,0	390
0,22	<10	170	4,0	10	0,79	2,5	9,0	—
0,41	<11	270	6,3	20	1,10	2,7	6,9	—
0,34	15	360	9,0	20	2,40	6,4	16,5	595
0,30	≤15	234	6,1	≤14	1,18	4,6 ^{3*}	16,6 ^{3*}	732

Риолиты—граниты (71% < SiO₂ < 74%)

0,23	<10	200	6,2	10	1,10	10,0	62,0	850
0,25	15	155	5,65	9	1,35	6,2	23,5	610
0,27	—	—	5,0	—	1,45	7,85	23,5	790
0,27	13	130	4,4	10	1,40	10,0	25,0	
0,21	<10	165	5,7	<10	0,86	≤3,20	12,0	—
0,56	<10	230	5,8	30	0,87	4,5	15	—
0,30	<12	176	5,5	≤14	1,17	≤6,4 ^{3*}	19,8 ^{3*}	730

Таблица 39 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Риолиты ($\text{SiO}_2 > 74\%$)							
92	2 (2/8)	20	39,5	$\leq 4,0$	0,29	0,45	1,15
93	1 (3)	21	46	4,4	0,20	0,75	1,9
94	4 (3)	25	47	2,7	0,25	0,45	2,3
95	1	29	57	2,7	0,42	0,46	1,6
96	1	23	41	3,5	0,51	0,55	2,2
97 ²	3 (2/3)	25	50	—	0,40	—	2,0
98	9 (7/3)	36	59	2,75	0,65	0,68	2,3
99	5 (2/1)	33,5	60	$< 3,0$	0,20	0,60	2,3
Среднее	26	27	50	$\leq 3,3$	0,37	0,57	2,0

*Номера выборок соответствуют табл. 38.

² Цифры в скобках: числитель — количество определений Y, Zr, Nb, знаменатель — количество определений F.

³ Исключая породы из района Кавказских Минеральных Вод.

Таблица 40

Средние содержания элементов-примесей (г/г) в плиоцен-четвертичных вулканитах Кавказа

Номер вы- борки*	Количество анализов	Be	Sn	Mo	Cu
1	2	3	4	5	6
Базальты, базаниты					
1	1	—	4,0	2,0	32
3	2 (2)	1,6	3,0	1,0	33
4	3 (5/2) ^{2*}	$< 1,8$	$\leq 3,0$	2,0	55
5	2 (2/1)	1,8	3,5	2,0	85
6	2 (0/1)	—	3,0	1,0	21
7	1	—	3,0	2,0	58
8	12 (3)	—	$\leq 3,0$	2,2	66
9	16 (8)	—	3,0	1,8	47
12	3 (1)	—	$< 3,0$	2,3	61
13	2 (1)	—	3,0	2,0	52
19	4 (5/2)	H^{3*}	$< 3,0$	$< 1,0$	58
21	7 (2)	—	$\leq 3,0$	2,1	75
22	6 (2)	—	$\leq 3,0$	2,25	95
Среднее	61	$\leq 1,7$	$\leq 3,1$	$\leq 1,8$	57
Андезитобазальты, латиты					
23	4 (1)	—	4,2	2,5	27
24	6 (6/1)	$< 1,5$	3,0	1,7	40
25	1	2,0	4,0	1,0	40
26	6 (7/2)	$< 2,0$	$\leq 3,0$	2,0	84
27	3 (1)	—	3,6	2,0	11
28	2 (2/1)	2,0	1,5	0,8	50
29	6 (2)	—	$\leq 3,0$	2,0	13

9	10	11	12	13	14	15	16	17
Риолиты ($\text{SiO}_2 > 74\%$)								
0,11	<10	110	7,95	25	2,0	57,5	42,0	2940
0,25	<15	75	2,9	12	1,3	9,0	34,0	—
0,27	≤13	80	2,9	≤13	≤0,76	9,85	36,0	—
0,24	—	90	3,2	<10	0,86	9,9	37,0	170
0,27	10	70	3,0	20	1,30	4,3	13,0	—
—	10	50	3,0	34	2,50	9,4	15,8	135
0,42	≤10	137	3,4	36	2,27	9,6	14,3	80
0,32	<10	88	4,05	40	2,90	13,0	29,5	100
0,27	≤10	88	3,8	≤24	≤1,7	9,3 ²	25,7 ²	120 ²

↓

Zn	Pb	Sc	Ni	Co	Cr	V
7	8	9	10	11	12	13

Базальты, базаниты						
120	25	19,0	90	28	170	130
75	16	29,0	66	38	150	140
67	17	19,5	120	29	187	120
70	26	24,0	110	35	290	300
165	22	22,0	150	32	210	150
120	9	23,0	45	37	70	190
124	12	20,3	69	35	123	161
118	10	24,5	78	36	101	152
100	13	14,0	50	18	31	147
110	12	23,0	42	36	66	105
78	18	14,5	25	21	28	96
110	18	15,5	58	32	73	142
115	17	25,0	275	43	290	153
106	16	21,0	91	32	138	153

Андезитобазальты, латиты						
100	25	10,0	73	20	137	107
53	22	20,0	60	26	139	118
60	20	26,0	50	27	150	100
62	18	10,0	117	31,5	208	115
100	24	21,0	35	21	44	87
40	20	17,0	60	21	80	200
93	23	18,5	29	25,5	97	110

Таблица 40 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Андезитобазальты, латиты					
30	21 (4)	—	≤3,0	2,6	58
31	5 (1)	—	≤3,0	2,6	32
32	3 (7/1)	H	≤3,0	4,3	110
33	4 (1)	—	3,0	2,2	51
34	8 (3)	—	3,0	2,5	35
36	14 (9/2)	H	<3,0	≤1,6	35
Среднее	83	≤1,9	≤3,1	≤2,1	45
Андезиты, трахиты					
37	9 (27/3)	<1,9	≤3,5	2,5	56
38	7 (9/2)	H	≤3,1	1,4	33
39	9 (3)	—	≤3,3	2,1	33
40	20 (2)	—	≤3,0	3,0	41
41	3 (9/1)	H	≤3,0	4,0	30
42	26 (3)	—	3,0	2,5	48
43	6 (2)	—	≤3,0	2,8	42
45	4 (6/2)	<2,5	≤3,0	≤1,5	48
Среднее	84	≤2,2	≤3,1	≤2,5	41
Андезитодациты, кварцевые трахиты					
47	2 (2/1)	2,4	4,0	1,0	30
48	3 (1/2)	H	≤3,0	2,3	57
50	7 (7/3)	<2,1	7,7	2,0	36
51	6 (10/1)	<0,8	≤3,0	≤1	25
52	4 (4/1)	2,0	2,0	0,8	45
53	5 (9/1)	<2,1	3,2	1,6	43
54	19,5	—	3,0	3,1	27
55	13 (2)	—	≤3,0	2,7	29
56	12 (13/1)	H	≤3,2	5,6	24
60	5 (5/5)	H	<10,5	—	—
Среднее	69	≤1,9	≤4,3	≤2,2	35
Дациты—гранодиориты, кварцевые трахиты					
61	1	6,0	4,0	1,0	<5
63	4 (3/1)	2,0	≤5,0	3,0	13
64	7 (10/2)	1,8	5,6	1,5	20
65	5 (1)	H	8,6	4,5	10
66	3 (4/1)	1,8	≤3,7	≤1,3	24
67	5 (9/3)	<1,9	≤3,0	1,8	39
68	15 (15/7)	<1,2	3,3	1,7	35
69	7 (4/3)	H	3,7	1,4	12
70	7 (4)	—	3,3	2,4	23
71	5 (1)	—	4,2	2,6	14
72	8 (12/3)	H	3,1	5,0	18
73	4	—	3,0	3,5	41
Среднее	71	≤2,45	≤4,2	≤2,5	≤21

7	8	9	10	11	12	13
Андезитобазальты, латиты						
96	14	18,5	54	27	57	168
82	20	16,0	35	24	77	78
77	19	14,0	71	18	63	137
88	13	17,0	70	22	91	110
101	18	19,7	40	24	42	134
66	20	4,9	25	21	27	129
78	20	16,4	55	24	91	124
Андезиты, трахиты						
66	23	<13,0	71	18	143	119
80	25	15,5	43	17,5	87	122
79	24	15,0	58	20	129	118
89	16	14,0	32	17,5	34	148
47	19	11,0	43	12	32	92
82	19	16,3	32	21	35	145
78	16	19,0	28	15	46	150
78	18	12,0	28	18	30	84
75	20	<14,7	42	18	67	122
Андезитоациты, кварцевые трахиты						
55	25	17,0	30	16	90	100
80	27	13,5	45	14	125	92
51	27	10,3	39	11,5	139	136
<33	19	13,0	28	13	56	75
47,5	27,5	14,0	55	16	150	162
84	2,7	14,0	36	15	88	168
72	19	12,6	24	15	35	109
76	18	10,0	23	11	22	99
56	22	13,0	17	15	<11	89
—	—	6,6	H	10	<11	72
<62	21	13,4	33	13	<73	110
Даци́ты—гранодиориты, кварцевые трахиты						
<30	140 ^{4*}	6,9	<5	<3,0	11	25
52,5	36	9,8	15	11,0	33	66
49	53	10,0	18	8,8	71	97
<30	25	6,0	15	5,9	36	65
<37	21	10,0	18	13,0	60	62
44	23	10,3	52	13,3	92	86
48	29	10,8	47	11,4	109	77
57	22	8,7	18	9,7	27	61
72	23	8,7	23	10,5	23	61
48	23	5,2	7	6,1	9	75
51	27	9,4	15	7,5	8	73
55	23,5	6,7	13,5	11	14	70
<48	28	8,5	<20,5	<9,3	41	68

Таблица 40 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Риодациты					
74	4 (4/3)	8,5	5,0	2,0	12
75	8	4,9	8,0	2,0	< 5
76	1	3,5	7,0	2,0	11
77	1	2,0	6,0	1,5	30
78	3 (3/1)	2,0	5,0	3,0	20
79	2	—	10,5	3,0	24
80	1	—	<3,0	3,5	42
82	2 (1)	—	3,5	2,5	14,5
83	6 (2)	—	<3,0	3,5	≤ 5
Среднее	21	4,0	≤5,7	2,6	≤18,2
Риолиты—граниты (71% < SiO ₂ < 74%)					
84	1	11,0	6,0	2,0	5
85	2	4,5	33,0	1,0	< 5
86	4	4,4	8,8	2,3	26
87	2 (1)	3,0	5,0	1,0	≤ 7
88	1	2,0	5,0	1,0	20
89	9 (2/3)	2,35	≤3,3	≤1,3	≤ 6
90	2 (1)	—	≤3,5	≤2,0	10,5
Среднее	21	4,6	≤5,3 ^{5*}	≤1,5	≤11,4
Риолиты (SiO ₂ > 74%)					
92	2 (2)	41,0	5,5	2,5	5
93	2 (1)	—	≤3,5	≤1,0	< 5
94	6 (5/4)	<1,8	4,3	1,7	5,7
95	1	2,0	5,0	1,5	10
96	2 (1)	—	4,5	5,0	9
97	4 (2/2)	4,8	3,75	4,75	≤ 9,5
98	4 (2/6)	6,0	≤3,0	5,0	6,8
99	5 (3/2)	4,0	<3,0	3,6	≤ 5
Среднее	26	≤3,7	≤4,1	≤3,1	≤ 7

*Номера выборок соответствуют табл. 38.

²*Цифры в скобках: числитель — количество определений Be, знаменатель — количество определений Sc и Co.

³*Содержания ниже чувствительности анализа.

⁴*Исключая породы из района Кавказских Минеральных Вод.

⁵*Исключая породы из района Тырнауза.

7	8	9	10	11	12	13
Риодациты						
≤30	152	4,0	24	4,5	30,5	40
50	35	5,0	< 5	< 5	13	25
50	42	7,3	11	5,5	26	43
30	60	6,4	25	5,3	30	50
43	57	5,2	12	4,2	20	53
<30	23,5	—	8,5	9,0	24	41
80	20	13,0	14	14,0	30	86
30	16,5	9,8	6	9,6	32	61
≤30	20	5,3	7,8	2,85	10	14
≤41	34 ^{4*}	7,0	≤12,6	≤ 6,7	24	46
Риолиты—граниты (71% < SiO ₂ < 74%)						
30	180	1,7	8	1,3	13	15
≤40	38	6,45	< 5	4,5	17	28
52	43	6,3	27	5,0	38	31
≤30	47	5,1	≤ 9	3,6	14	19
70	40	—	25	2,5	35	30
≤38	34	3,8	< 6	2,9	≤ 9	7
30	21	3,0	6	1,9	7	11
≤41	37 ³	4,4	≤12	3,6	≤ 19	20
Риолиты (SiO ₂ > 74%)						
45	1000	0,78	16	1,85	11	5
<30	47	4,5	< 5	1,2	10,5	8,5
<30	42	3,6	< 5	1,2	9	6,2
20	50	3,5	20	1,3	25	8
50	24	2,2	7	0,6	5	6,5
30	31	2,6	<11	< 3,0	≤ 6	≤ 3
40	29,5	3,35	7	2,35	13	14
<30	40	2,6	< 5	1,2	11	5
≤34	38 ^{4*}	3,0	≤ 9,5	≤ 1,6	≤ 11	≤ 7

Таблица 41

Средние содержания петрогенных элементов (в мас %) в плиоцен-четвертичных вулканитах Закавказья на территории Турции и Ирана

Центры и ареалы новейшего вулканизма	Номер вы-борки	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO'
Базальты, гавайиты						
Арарат	100	1	52,1	1,65	18,5	8,8
Район Аламут	101	1	47,8	1,40	12,4	8,7
	102	1	50,0	1,76	17,6	7,9
Дамаван	103	1	49,2	2,06	15,2	8,3
Район оз. Ван	104	4	48,0	1,36	19,1	8,9
	105	10	49,6	1,78	18,6	9,4
Латиты, муджиериты						
Район Аламут	106	2	53,8	1,10	17,8	7,3
Дамаван	107	2	57,0	1,14	18,2	5,7
Район оз. Ван	108	8	55,8	1,99	17,0	9,3
	109	3	56,9	2,07	16,6	8,4
Трахиты, бенморейты						
Савалан	110	5	60,2	0,90	17,5	4,9
Район Аламут	111	5	59,1	1,10	17,5	4,3
Дамаван	112	9	61,2	1,04	16,0	4,7
Район оз. Ван	113	6	60,3	1,37	17,2	5,8
Андезитодациты, кварцевые трахиты						
Арарат	114	10	62,8	0,96	17,0	4,9
Савалан	115	12	64,1	0,64	17,1	3,6
Район Аламут	116	3	62,5	0,80	17,4	3,8
Район оз. Ван	117	8	63,8	0,99	16,4	5,4
Дациты, кварцевые трахиты						
Арарат	118	4	66,9	0,63	16,0	3,6
Савалан	119	1	67,5	0,50	16,0	2,6
Район оз. Ван	120	2	67,4	0,63	16,0	3,6
	121	6	67,7	0,78	15,7	3,3
Риодациты						
Арарат	122	10	70,0	0,50	15,3	2,8
Савалан	123	1	70,0	0,37	15,5	2,0
Риолиты						
Арарат	124	2	72,4	0,38	13,9	2,3
	125	1	75,0	0,08	14,4	1,2
Район Аламут	126	3	74,3	0,17	14,3	1,1
Район оз. Ван	127	5	75,0	0,17	13,6	1,5

Примечание. Средние содержания рассчитаны по данным: Р. Ламберта и др. (1974 г.) — для Арарата, А. Альберти и др. (1975 г.) — для Савалана, П. Штальдера (1971 г.) — для района Аламут, Р. Брусса и Х.М. Вазири (1982 г.) — для Дамавана, Ф. Иннокенти и др. (1980 г.) — для района оз. Ван.

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Fe ³⁺ /Fe ²⁺
Базальты, гавайиты						
0,16	3,8	9,6	4,55	0,6	0,24	—
0,2	15,9	9,9	2,3	0,8	0,46	—
0,17	4,8	9,1	3,5	3,7	1,35	0,82
0,04	8,1	10,1	3,1	3,3	0,79	3,32
0,16	7,7	10,2	3,6	0,6	0,33	0,42
0,17	5,6	8,3	4,65	1,2	0,59	0,45
Латиты, муджириты						
0,12	3,9	6,3	5,0	3,7	1,05	1,16
0,10	3,2	5,4	5,0	3,7	0,74	1,03
0,17	3,1	6,0	4,2	2,0	0,37	0,13
0,17	2,5	5,0	4,8	3,0	0,68	0,53
Трахиты, бенморситы						
0,05	2,6	5,4	5,1	2,8	0,54	2,26
0,09	2,9	4,7	5,3	3,7	0,64	1,50
0,08	2,9	4,4	4,8	4,2	0,61	0,96
0,16	1,3	3,6	6,4	3,5	0,53	0,80
Андезитодациты, кварцевые трахиты						
0,10	1,8	5,6	4,6	1,8	0,22	—
0,05	1,9	4,3	5,2	2,9	0,40	1,47
0,06	1,4	3,7	5,4	3,9	0,47	1,39
0,12	1,8	3,9	4,8	2,4	0,30	0,50
Дациты, кварцевые трахиты						
0,08	1,4	4,8	4,4	2,0	0,19	—
0,04	1,4	3,3	5,1	3,3	0,32	0,87
0,08	1,4	3,6	4,1	3,0	0,20	0,83
0,07	1,0	2,4	4,7	4,1	0,23	1,39
Риодациты						
0,07	0,8	4,0	4,3	2,0	0,13	—
0,04	0,9	2,5	4,8	3,7	0,21	—
Риолиты						
0,06	1,1	3,8	3,9	1,9	0,10	—
0,07	0,2	1,0	4,8	3,3	0,06	—
0,05	0,2	1,6	4,1	4,5	0,08	1,47
0,06	0,2	1,0	4,0	4,4	0,05	0,89

Таблица 42

Средние содержания* элементов-примесей (в г/т) в плиоцен-четвертичных вулканах Закавказья на территории Турции и Ирана

Центры и ареалы новейшего вулканизма	Номер выборки ^{2*}	Количество анализов	Rb	Sr
Базальты, гавайиты				
Арабат	100	1	9	552
Район оз. Ван	104	4	10	352
	105	10	18	440
Латиты, муджириты				
Район оз. Ван	108	8	43	166
	109	3	77	245
Трахиты, бенморейты				
Савалан	110	3	79	1173
Район оз. Ван	113	6	82	289
Андезитодациты, кварцевые трахиты				
Арабат	114	9	56	473
Савалан	115	3	92	1024
Район оз. Ван	117	8	65	168
Дациты, кварцевые трахиты				
Арабат	118	4	61	431
Савалан	119	1	98	952
Район оз. Ван	120	2	66	300
	121	6	141	184
Риодациты				
Арабат	122	9	64	410
Савалан	123	1	100	619
Риолиты				
Арабат	124	2	62	440
Район оз. Ван	125	1	104	121
	127	5	121	62

* Средние содержания рассчитаны по данным: Р. Ламберта и др. (1974 г.) — для Арабата, Ж. Досталя и М. Зерби (1978 г.) — для Савалана, Ф. Иннокенти и др. (1980 г.) — для района оз. Ван.

^{2*} Номера выборок соответствуют табл. 41.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ТИП ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ КАВКАЗА

Плиоцен-четвертичные вулканы Кавказа представлены умеренно-щелочными и субщелочными сериями (рис. 51), главным образом высококалийными. Низкокалийные породы появляются лишь в отдельных вулканических центрах (Казбек, Кельское нагорье, Арабат). Средние составы новейших вулканических Кавказа (в пределах СССР) близки к средним составам высококалийных вулканических серий фанерозойских подвижных

Ba	La	Ce	Y	Zr	Nb	Ni
Базальты, гавайиты						
156	—	—	29	192	3	72
251	16	36	18	102	7	65
378	28	55	28	184	12	34
Латиты, муджириты						
410	38	72	32	216	13	6
672	62	110	41	347	25	6
Трахиты, бенморейты						
842	49	102	—	218	23	36
710	57	106	43	418	31	5
Андезитодациты, кварцевые трахиты						
483	—	—	25	229	9	27
707	42	90	—	196	23	26
367	28	59	34	273	11	—
Дациты, кварцевые трахиты						
520	—	—	21	201	6	15
624	—	—	—	184	23	—
482	35	60	17	174	16	—
526	50	91	38	392	25	—
Риодациты						
605	—	—	15	180	7	9
647	36	70	—	156	23	21
Риолиты						
568	—	—	9	131	6	30
806	—	—	27	123	10	—
754	37	72	37	136	21	—

поясов. Эти серии отличаются от рифтогенных серий континентальных кратонов большей непрерывностью, относительно низкими содержаниями Ti, Fe, P, легких РЗЭ, Zr, Nb, а также более высокими содержаниями Al. Региональная геохимическая специфика кавказских вулканитов заключается в относительно высоком уровне содержаний Na и низком уровне содержаний тяжелых РЗЭ и Y во всем диапазоне составов — от базальта до риолита. Породы повышенной основности, кроме того, выделяются относительно высоким уровнем содержаний P, легких РЗЭ, Nb, Zr, Hf. Эти особенности сближают новейшие вулканиты Кавказа с породами

тяжелых РЗЭ и Y. По этим признакам кавказские вулканиды заметно отличаются от известково-щелочных серий Камчатки (Э.И. Пополитов, О.Н. Во-
лынец, 1981 г.) и обнаруживают сходство с высококальциевыми вулкани-
ческими породами Анд. Вместе с тем между субщелочными четвертичными
вулканидами Срединного хребта Камчатки (О.Н. Волынец и др., 1984 г.) и
вулканидами Кавказа устанавливается значительная близость. В тех и дру-
гих породах уровни содержаний почти всех элементов-примесей вполне
сопоставимы, хотя количественные расхождения в содержаниях K, Ba, РЗЭ,
Y, Zr, Nb и ряда других элементов носят систематический характер. При
этом для всех групп пород, кроме базальтов, средние содержания калия
в новейших вулканидах Кавказа оказываются ниже, чем в субщелочных
породах Срединного хребта Камчатки. — *г.и. на Камчатке* *Г.А. Гаврилов*

Следует заметить, что плиоцен-четвертичные вулканические серии
островных дуг Циркум-Тихоокеанского пояса являются раннеорогенными
образованиями и сформированы непосредственно вслед за парагеосинкли-
нальными (предорогенными) магматическими сериями миоцена—раннего
плиоцена. Новейшие вулканиды Кавказа формируются в конце орогенного
этапа и отделены от геосинклинальных магматитов значительным про-
межутком времени, в течение которого в Закавказье развивался ранне-
орогенный магматический цикл (см. рис. 47). Поэтому отмеченные выше
геохимические различия отражают не только латеральную глобальную
неоднородность магматических пород, но и их эволюцию во времени.
Средиземноморские островные дуги находятся сейчас примерно на той же
стадии магматического развития, что и континентальные области Кавказа
и прилегающих регионов. Между этими островными дугами и их конти-
нентальным обрамлением не только прослеживаются прямые структурные
связи, но и устанавливается значительное геохимическое сходство плиоцен-
четвертичного вулканизма [21].

ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА ВО ВРЕМЕНИ

В базальт-андезит-дацитовый серии Кавказа, которая имеет миоплиоцено-
вый возраст и была сформирована в начале главного орогенного цикла,
преобладают умеренно-щелочные породы андезито-дацитового и дацито-
вого состава. Серия объединяет большое число лавовых потоков и про-
слоев туфов, и ее строение показано на рис. 49 в упрощенном виде. В схе-
ме корреляции подчеркнуто появление базальтовых потоков в низах раз-
реза и общее антидромное его строение на более высоких горизонтах. По
сравнению с последующими сериями, развитыми в тех же пространствен-
ных ареалах, андезитодациты и дациты миоплиоценового возраста отлича-
ются относительно низкими содержаниями калия и низкой суммой
 $1,5\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (см. табл. 37).

Главный орогенный цикл завершается более контрастной базальт-трахит-
риолитовой серией среднепозднеплиоценового возраста, которая полнее
всего развита на Малом Кавказе, где она объединяет три антидромных рит-
ма. Первый ритм начинается с риолитов и риодацитов; выше по разрезу
появляются трахитовые породы, которые распространены на южном берегу
оз. Севан и в ряде других мест. Антидромный ритм завершается потоками
субщелочных базальтов, слагающих нижнюю часть лорияхурянской (ахал-

калаксской) свиты ("нижние долериты"). Второй ритм состоит из субщелочных латитов этой свиты и перекрывающих их базальтов ("верхних долеритов"). Третий антидромный ритм представлен риолитами и риодацитами, которые слагают вулканические постройки Артени, Атис, Гутансар и др.

Кислые и основные вулканы базальт-трахит-риолитовой серии распространены обычно разобщены. Ареалы плиоценового базальтового вулканизма на Ахалкалакском нагорье, в долинах рек Ахуран и Раздан, на южном берегу оз. Севан маркируют локальные рифтогенные структуры, возникавшие одновременно с поднятием окружающих их горных массивов, к которым были приурочены центры кислого вулканизма.

На Северном Кавказе преобладают кислые породы. Позднеплиоценовые базальты и андезитобазальты известны в Тырнаузской шовной зоне (вулкан Сурх-Крандух). Такой же или более молодой возраст имеют базальты и латиты, развитые в бассейне р. Тызыл. На Верхнечегемском нагорье ярко выражено антидромное строение позднеплиоценовой риолит-риодацитовой толщи, которая может быть сопоставлена с третьим ритмом Закавказья. По аналогии с другими ареалами антидромная последовательность внедрения предполагается нами и для субвулканических порфировых интрузивов в районе Кавказских Минеральных Вод (см. рис. 49), хотя прямые соотношения между интрузивными телами разного состава здесь не наблюдаются.

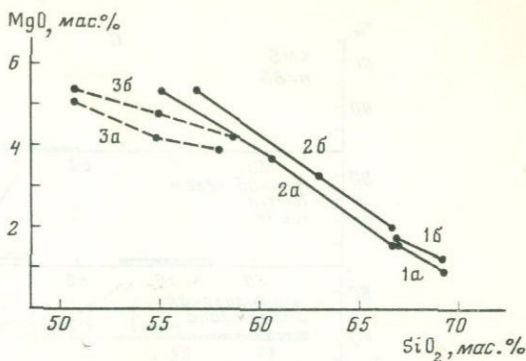
Позднеорогенный вулканический цикл остается на Кавказе незавершенным. Он представлен лишь начальной, относительно непрерывной серией четвертичного возраста, которая на Большом Кавказе состоит в основном из дацитов и андезитов, а на Малом Кавказе — из субщелочных пород основного и среднего составов. Вероятно, в будущем на Кавказе вновь возобновится вулканическая деятельность и будет сформирована контрастная серия, которая завершит позднеорогенный цикл. На Малом Кавказе это, вероятнее всего, будут существенно базальтовые излияния, а на Северном Кавказе не исключено развитие базальт-риолитового вулканизма. Проявления "распыленного" щелочно-базальтового четвертичного вулканизма на территории Турции и Ирана можно рассматривать как предвестники более мощного завершающего вулканизма.

Хронологическая последовательность уже сформированных четвертичных вулканических отличается перемежаемостью во времени пород разного состава, которая не может быть сведена к единому ряду антидромных или гомодромных ритмов, выдержанному в пределах всего вулканического пояса. Антидромное строение характерно для риодацит-дацитовых ритмов Эльбруса, Чхерского и Девдорацкого потоков Казбека, в которых дациты сменяются во времени андезитами, для верхней подсвиты ишхансарской свиты Сюникского нагорья и некоторых других вулканических ритмов. Вместе с тем последовательность позднеплейстоценовых—голоценовых вулканических Казбека и Кельского нагорья имеет гомодромное строение. Риодациты конуса Шерхота и риолиты вулкана Большой Непискало являются здесь самыми поздними образованиями. Такой же гомодромный ритм намечается для молодых вулканических Ахалкалакского нагорья.

Вариации содержаний отдельных химических элементов в сопоставимых породах разного возраста, локализованных в одном и том же месте,

Рис. 52. Содержание MgO в разновозрастных вулканитах

1 — Эльбрус: а — позднелиценные — среднеплейстоценовые потоки, б — позднелиценные — голоценовые потоки; 2 — Казбек: а — плейстоценовые потоки, б — голоценовые конусы и потоки; 3 — Гегамское нагорье: а — плейстоценовые, б — голоценовые конусы и потоки

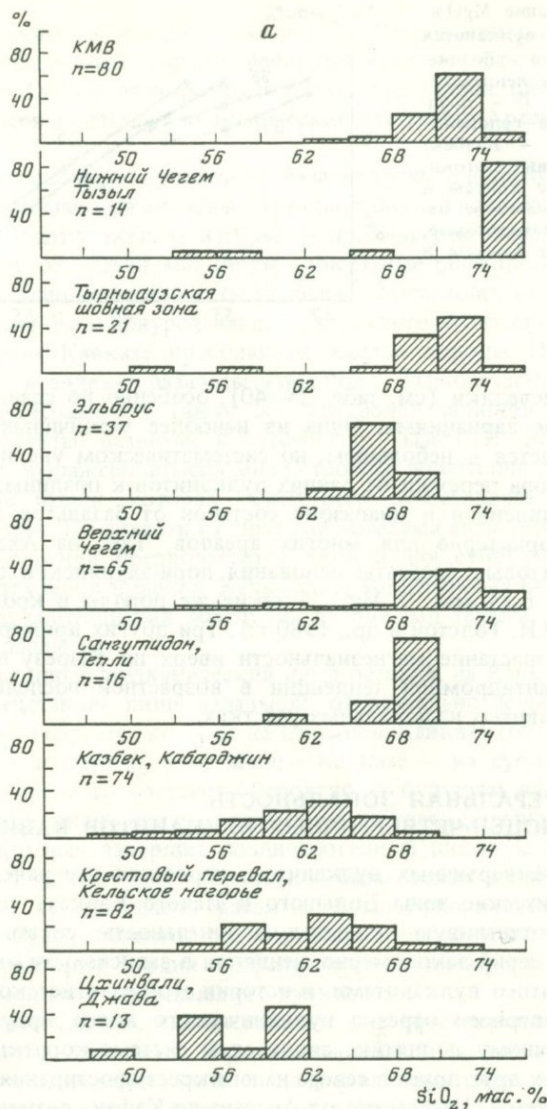


как правило, невелики (см. табл. 38–40), особенно по сравнению с пространственными вариациями. Одна из наиболее устойчивых закономерностей заключается в небольшом, но систематическом увеличении содержания магния при переходе от ранних вулканитов к поздним. Эта закономерность, проявленная в диапазоне составов от базальтов до дацитов — риодацитов, характерна для многих ареалов. Так, на Ахалкалакском нагорье долеритовые базальты основания лори-ахурянской свиты содержат в среднем 6,75 мас. % MgO , а такие же породы в кровле свиты — 7,53 мас. % (М.И. Толстой и др., 1980 г.). Три других примера приведены на рис. 52. Возрастание магнезиальности вверх по разрезу подчеркивает преобладание антидромной тенденции в возрастной последовательности вулканитов, развитых на локальных участках.

ЛАТЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТОВ КАВКАЗА

Пояс плиоцен-четвертичных вулканитов, пересекая все ранее сформированные тектонические зоны Большого и Малого Кавказа (см. рис. 48), обнаруживает отчетливую латеральную зональность: состав и строение вулканических серий закономерно меняются в зависимости от типа фундамента, перекрытого вулканитами, и истории его геологического развития. Зональность северного отрезка вулканического пояса, приуроченного к узкому поперечному поднятию, сводится к системе коротких зон-отрезков, сменяющих друг друга с севера на юг вкост простираения Кавказской складчатой системы. На участке от Арагаца до Кафана размещение новейших вулканитов контролируется Анкавано-Сюникским разломом, вытянутым вдоль Севанской тектонической зоны. Зональность вулканического пояса на этом участке становится продольной: состав вулканитов закономерно меняется с северо-запада на юго-восток.

По площади распространения вулканических пород и общему объему магматического материала, достигнутого поверхности Земли, южный Малокавказский отрезок вулканического пояса заметно превосходит северный отрезок, пересекающий Большой Кавказ (см. рис. 48). Однако распределение удельных объемов вулканитов, приходящихся на единицу площади очаговых ареалов и пропорциональных относительной высоте вулкани-



ческих построек, оказывается иным. Крупные плиоцен-четвертичные вулканы имеются как в южной части пояса (Арагац), так и в северной (Эльбрус, Казбек). Все они приурочены к Транскавказскому поперечному поднятию, которое контролирует размещение крупных вулканов и на территории Турции (Арагат, Тендюрек, Сюхан, Немрут). Очаговые ареалы, расположенные восточнее поперечного поднятия, как правило, объединяют большое число мелких вулканов, но и здесь известны отдельные крупные вулканические постройки (Ишхансар в СССР, Савалан, Давалан в Иране).

Южный отрезок вулканического пояса отличается значительно большим количеством базальтов и андезитобазальтов (латитов) по сравнению с

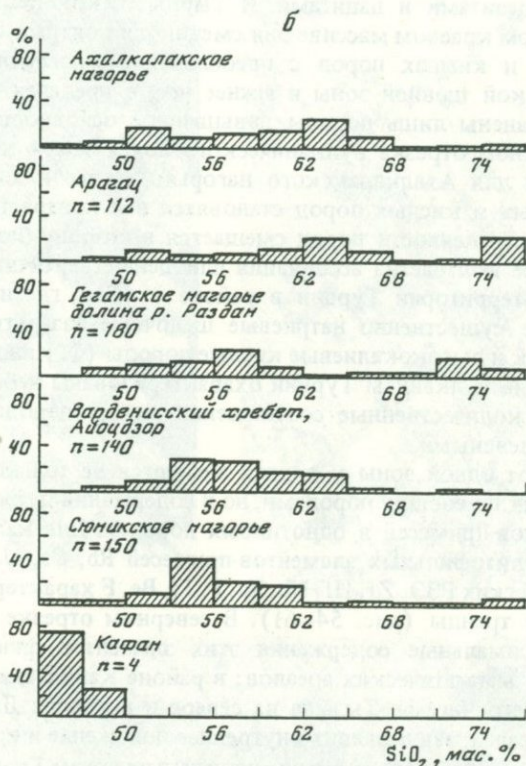


Рис. 53. Распределение числа анализов пород разного состава, относящихся к отдельным ареалам новейшего вулканизма

а — Большекавказский отрезок неовулканического пояса; б — Малокавказский отрезок

северным отрезком, где преобладают кислые породы. Тем самым подтверждается общая закономерность, согласно которой наиболее интенсивный постгеосинклинальный базитовый магматизм развивается в тылу складчатых поясов (Г.Ф. Макаренко, 1977 г.). В обоих отрезках пояса — северном и южном — доля основных пород также возрастает с севера на юг, а доля кислых пород в этом же направлении уменьшается (рис. 53)¹.

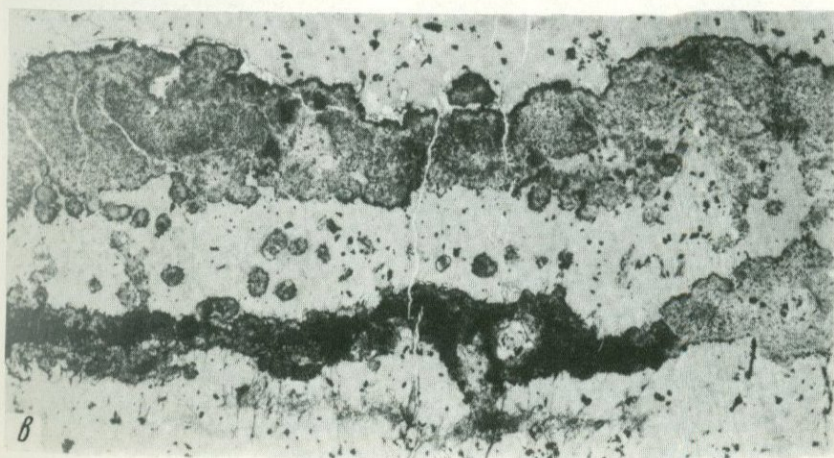
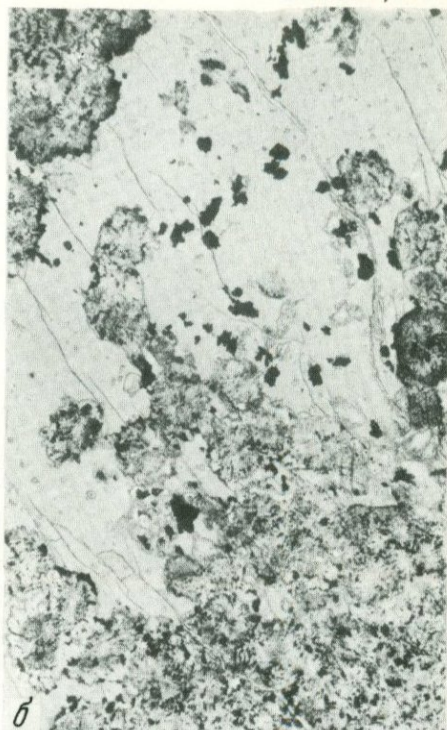
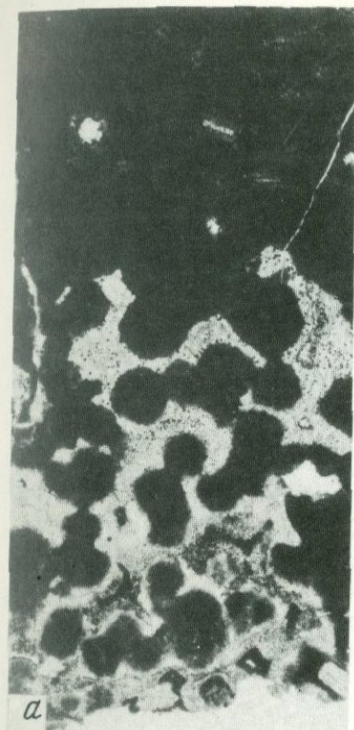
¹ На рис. 53 приведено распределение числа анализов, которое не является адекватным отражением количественных соотношений между породами разного состава; это распределение позволяет судить лишь о качественных изменениях в структуре вулканических серий при переходе от одного ареала к другому.

Транскавказское поперечное поднятие выделяется ⁶большой насыщенностью кислыми породами по сравнению с юго-восточной частью вулканического пояса, находящейся вне этого поднятия.

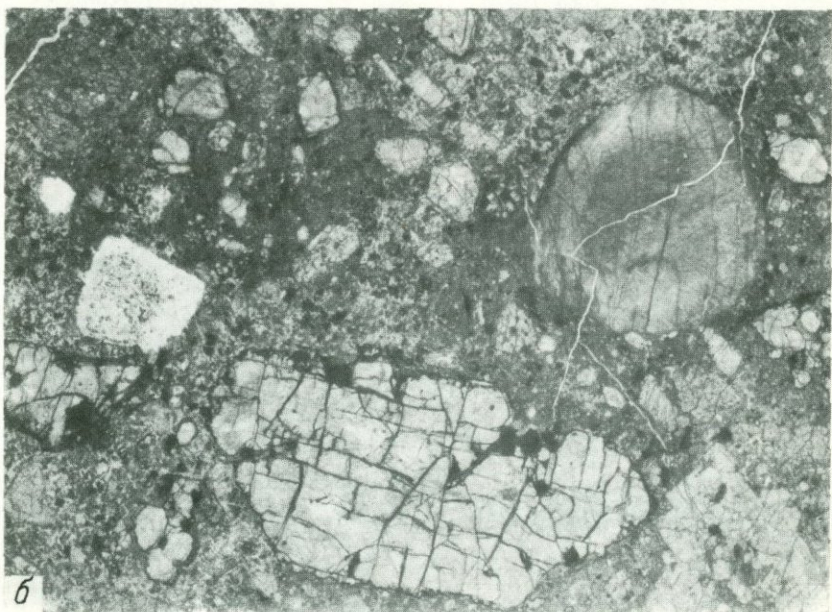
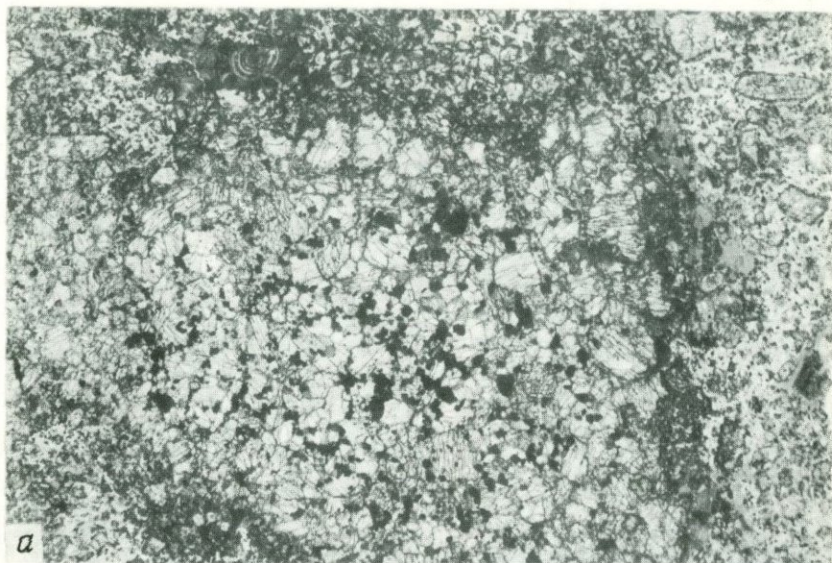
Для ареалов новейшего вулканизма, расположенных в геосинклинальной зоне Главного хребта и южного склона Большого Кавказа (Казбек, Кельское нагорье), типичны наиболее непрерывные серии, сложенные преимущественно андезитами и дацитами. В Тырнаузской шовной зоне и Лабино-Малкинском краевом массиве они сменяются контрастными сочетаниями основных и кислых пород с преобладанием последних. Вблизи Кахетино-Лечхумской шовной зоны и южнее нее, в пределах Грузинской глыбы, распространены лишь породы повышенной основности: андезиты и базальты. В южном отрезке вулканического пояса самые непрерывные серии характерны для Ахалкалакского нагорья; южнее и юго-восточнее сочетания основных и кислых пород становятся все контрастнее, причем максимум распространенности пород смещается в сторону базальтов (см. рис. 53). Наиболее контрастна ассоциация плиоцен-четвертичных вулканитов, развитая на территории Турции в районе оз. Ван, где имеются как высокотитанистые существенно натриевые щелочные базальты, гавайиты и муджиериты, так и высококальциевые кислые породы (Ф. Иннокенти и др., 1980 г.). Новейшие вулканиты Турции охарактеризованы небольшим числом анализов, и количественные соотношения между породами разного состава остаются неясными.

При переходе от одной зоны к другой меняются не только пропорции между различными по составу породами, но и содержания петрогенных элементов и элементов-примесей в однотипных породах. Для калия и коррелятивных калию литофильных элементов-примесей Rb, Cs, U, Th, Sr, Ba, La, Ce и других легких РЗЭ, Zr, Hf, Nb, Ta, P, Ti, Be, F характерны сходные пространственные тренды (рис. 54–61). В северном отрезке вулканического пояса максимальные содержания этих элементов фиксируются в породах внешних магматических ареалов: в районе Кавказских Минеральных Вод и Нижнего Чегема—Тызыла на севере и в районе Джавы—Цхинвали на юге. В ареалах, занимающих внутреннее положение и приуроченных к Тырнаузской шовной зоне и геосинклинальным зонам Главного хребта и южного склона Большого Кавказа, содержания калия и коррелятивных ему элементов в новейших вулканитах снижаются. В южном Закавказском отрезке вулканического пояса содержания указанных литофильных элементов более или менее монотонно возрастают с северо-запада на юго-восток от Ахалкалакского нагорья до Кафана.

На продолжении Транскавказского поперечного поднятия, южнее Арагаца, на территории Турции расположен вулкан Арарат, который приурочен к срединному массиву, обрамленному с юга и севера офиолитовыми поясами [22]. Вулканические породы Арарата выделяются низким уровнем содержаний калия и коррелятивных ему литофильных элементов (Р. Ламберт и др., 1974 г.). По геохимическим особенностям вулканическая серия Арарата резко отличается от высококальциевых пород Арагаца. Щелочно-базальтовая группа пород в районе оз. Ван, имея высокие содержания титана, вместе с тем обеднена многими литофильными элементами: Sr, легкими РЗЭ, Nb, Zr и др. Высокие содержания этих элементов характерны только



а, б, в — обособление вариолей и матрицы (светлое) в вариолитовых базальтах шпалорезовской серии. Увел. 10. Без анализатора



а — обломок поднокристаллической породы оливин-пироксенового состава с рудным минералом в мелабазаните. Увел. 10. Без анализатора. Шл. 2235; *б* — мелабазанит с обломками плагиоклаза (светлое) и пироксена; крупный кристалл — ранний оливин, замещенный карбонатом, в нем темные включения шпинели. Увел. 10. Без анализатора. Шл. 2176

K_2O , мас. %

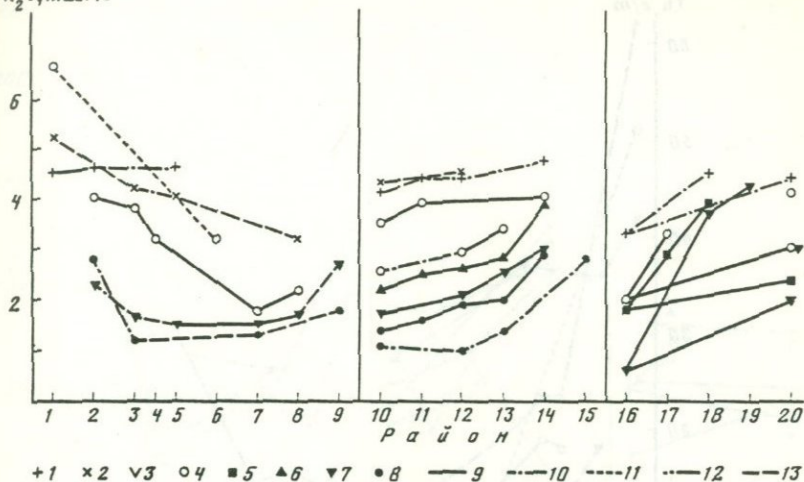


Рис. 54. Пространственные вариации содержаний K_2O в новейших вулканитах Кавказа (по данным табл. 37)

1-8 — породы с одинаковым содержанием SiO_2 (в %): 1 — < 53, 2 — 53-56, 3 — 56-62, 4 — 62-65, 5 — 65-68, 6 — 68-71, 7 — 71-74, 8 — > 74; 9-12 — линии, соединяющие фигуративные точки, которые относятся к породам одного возраста: 9 — четвертичные, 10 — позднеплиоценовые, 11 — среднепозднеплиоценовые, 12 — миоплиоценовые, 13 — то же, для пород разного возраста; цифры на оси абсцисс — номера ареалов новейшего вулканизма: 1 — район Кавказских Минеральных Вод, 2 — Тызыл, Нижний Чегем, 3 — Тырныаузская шовная зона, 4 — Эльбрус, 5 — Верхний Чегем, 6 — Сангутидон, Тепли, 7 — Казбек, 8 — Кельское нагорье, 9 — район Джавы-Цхинвали, 10 — Ахалкалакское нагорье, 11 — Арагац, 12 — Гегамское нагорье, 13 — Айодзор, Варденисский хребет, 14 — Сюникское нагорье, 15 — район Кафана, 16 — Арарат, 17 — Савалан, 18 — район Аламут, 19 — Дамаван, 20 — район оз. Ван

$Rb, з/м$

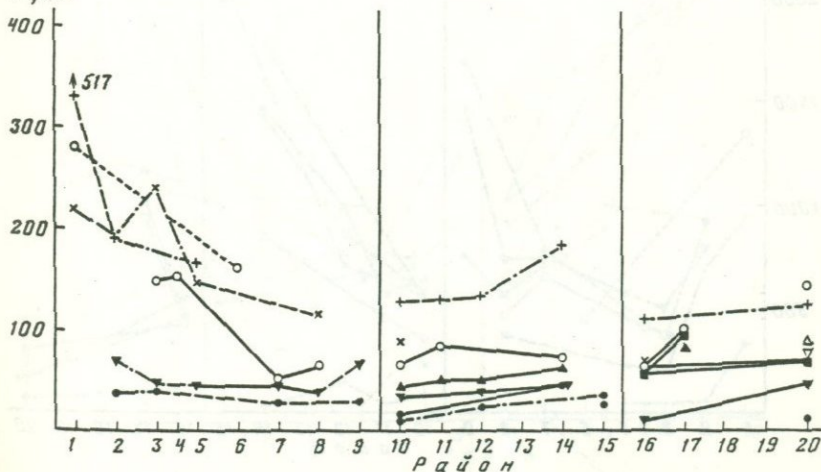


Рис. 55. Пространственные вариации содержаний Rb
Условные обозначения те же, что и на рис. 54

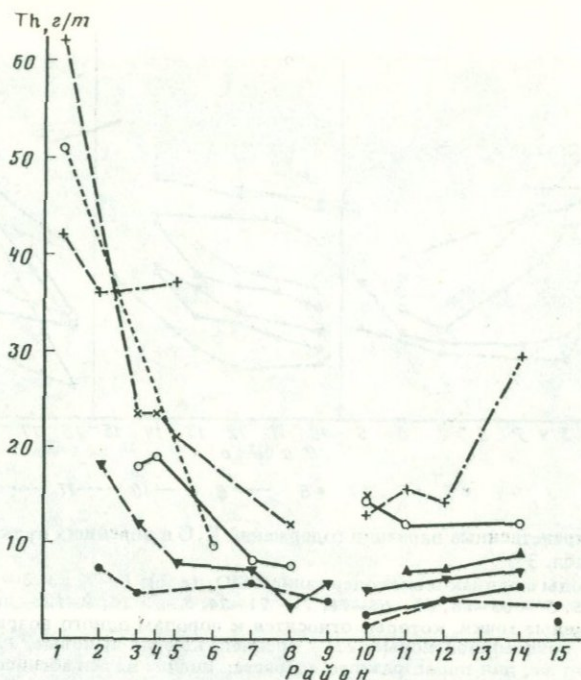


Рис. 56. Пространственные вариации содержаний Th
Условные обозначения те же, что и на рис. 54

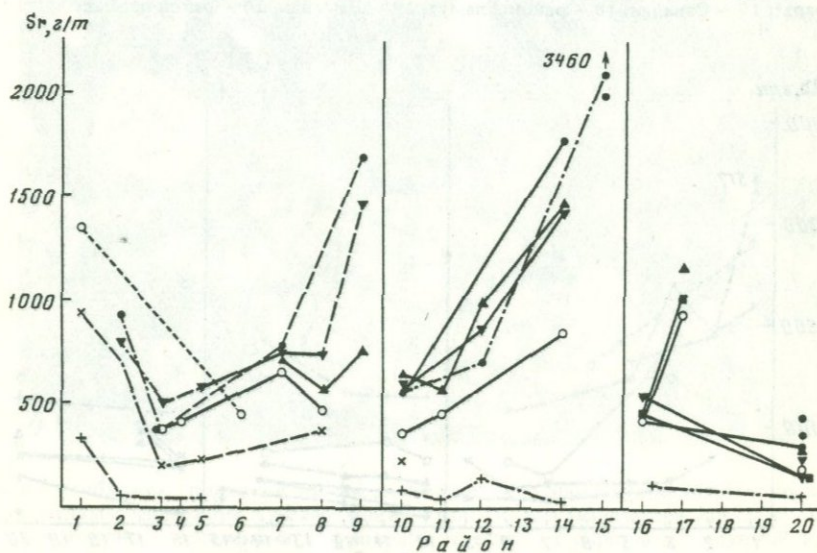


Рис. 57. Пространственные вариации содержаний Sr
Условные обозначения те же, что и на рис. 54

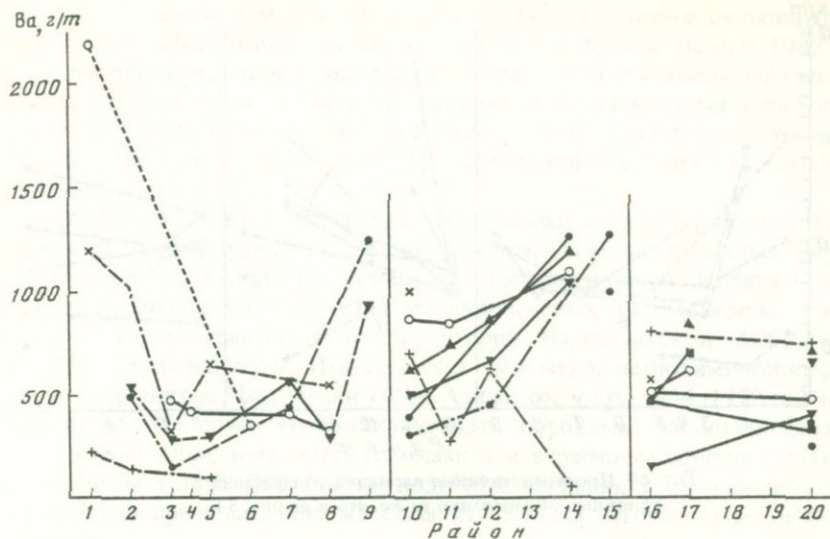


Рис. 58. Пространственные вариации содержаний Ba
Условные обозначения те же, что и на рис. 54

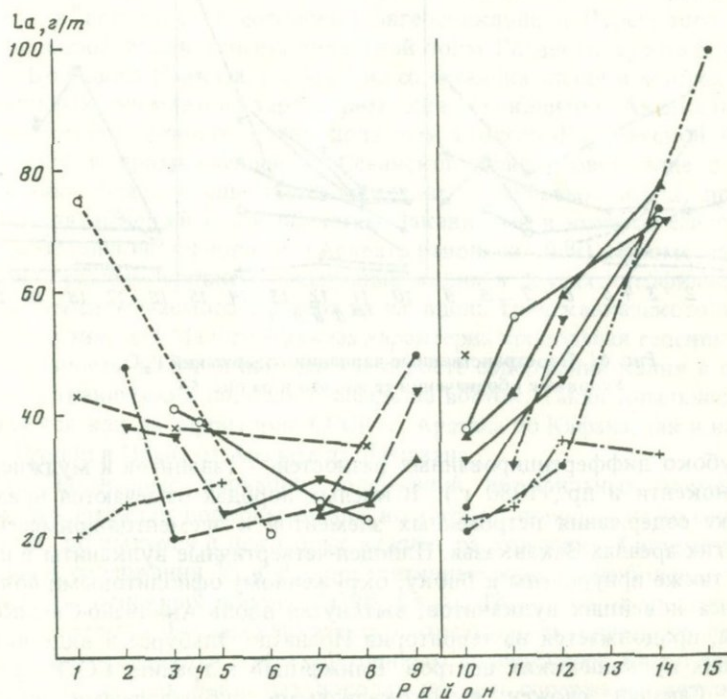


Рис. 59. Пространственные вариации содержаний La
Условные обозначения те же, что и на рис. 54

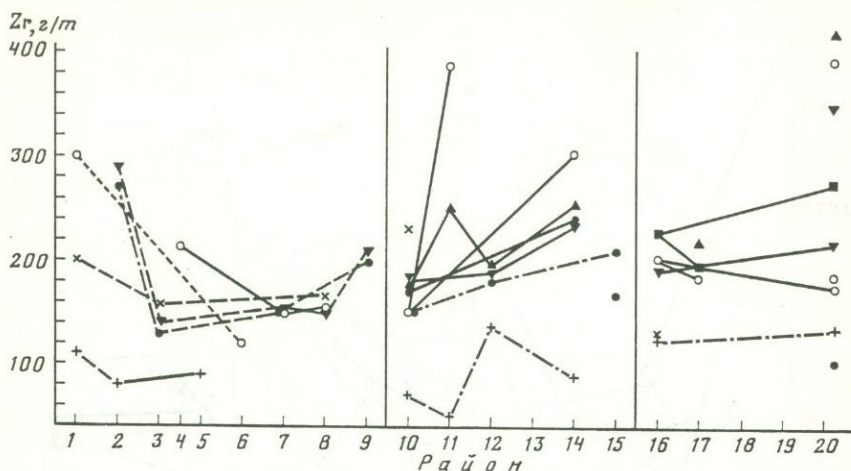


Рис. 60. Пространственные вариации содержаний Zr
Условные обозначения те же, что и на рис. 54

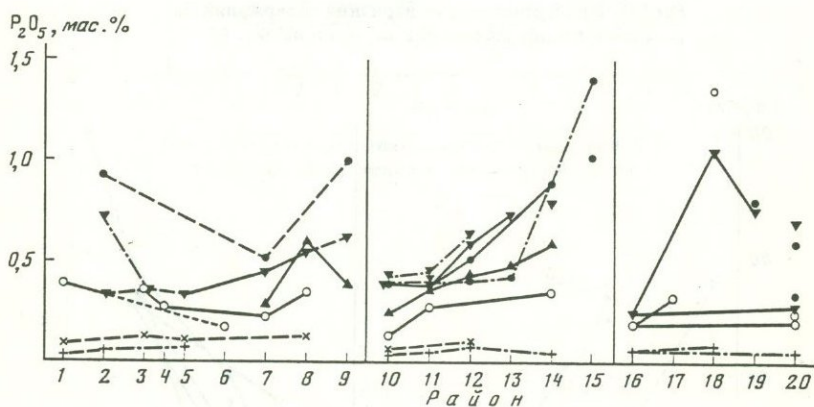


Рис. 61. Пространственные вариации содержаний P_2O_5
Условные обозначения те же, что и на рис. 54

для глубоко дифференцированных разностей — гавайитов и муджиеритов (Ф. Иннокенти и др., 1980 г.). В кислых породах отмечаются примерно такие же содержания петрогенных элементов и элементов-примесей, что и в других ареалах Закавказья. Плиоцен-четвертичные вулканиты в районе оз. Ван также приурочены к блоку, окруженному офиолитовыми поясами.

Полоса новейших вулканитов, вытянутая вдоль Анкавано-Сюникского разлома, продолжается на территории Ирана до Эльбурса в виде цепочки отдельных вулканических центров. Ближайший к границе СССР крупный вулкан Савалан сложен высококальциевыми субщелочными породами (А. Альберти и др., 1975 г., Ж. Досталь, М. Зерби, 1978 г.), близкими по геохимическим особенностям к вулканитам Сюникского нагорья. Восточнее

расположен вулкан Дамаван, который представлен типичной шошонитовой ассоциацией с абсарокитами и банакитами (Р. Брусс, Х.М. Вазири, 1982 г.).

Таким образом, плиоцен-четвертичные вулканиты, в наибольшей степени обогащенные калием и коррелятивными ему элементами-примесями, развиты в Лабино-Малкинской зоне и к северу от нее, на Грузинской глыбе, а также в Нахичеванском блоке [21], расположенном к югу от Севанской тектонической зоны.

Среди новейших вулканитов, рассматриваемых в данной работе, к Нахичеванскому блоку относятся породы Арагаца, Гегамского нагорья, Варденисского хребта, Айоцдзора, Сюникского нагорья и района Кафана. Специального геохимического изучения миоплиоценовых и более молодых вулканитов, распространенных на территории Нахичеванской АССР (см. рис. 48), не проводилось. Имеющиеся в литературе петрохимические данные по вулканитам Нахичевани (Ш.А. Азизбеков и др., 1964, 1972 гг.) противоречивы. Наряду с высококалиевыми породами, сопоставимыми с вулканитами Айоцдзора, здесь отмечаются изверженные породы с низким содержанием калия. Связаны ли подобные вариации с какими-либо геологическими причинами или же с аналитическими неточностями, остается неясным.

Новейшие вулканиты с относительно низкими содержаниями калия и коррелятивных ему элементов-примесей сосредоточены в блоке, ограниченном Тырныаузским швом на севере и Кахетино-Лечхумским швом на юге, т.е. в пределах палеозойской эвгеосинклинали Передового хребта, а также мезозойской геосинклинальной зоны Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. Невысокие содержания калия и многих других литофильных элементов характерны для вулканитов Ахалкалакского нагорья, расположенного на продолжении Сомхето-Карабахской парагеосинклинали и примыкающей к Севанской офиолитовой зоне с севера. Южнее обособляется еще один ареал низкокалиевых пород, пространственно совпадающий с той областью Закавказья, в которой широко развиты мезозойские офиолиты (Арагат, район оз. Ван). Кроме чередования зон с разным уровнем содержаний калия и других литофильных элементов, прослеживаемого с севера на юг вдоль Транскавказского поперечного поднятия, для Малого Кавказа характерна продольная геосинклинальная зональность, которая выражается в росте содержаний калия в сопоставимых вулканических породах с запада на восток. Такая зональность устанавливается как на территории СССР от Арагаца до Кафана, так и на территории Турции и Ирана от Арарата до Дамавана.

Пространственные вариации содержаний литофильных элементов в целом оказываются подобными для всех групп пород — от базальтов до риолитов, но имеются и некоторые важные расхождения. Систематические изменения содержаний Ti и R, коррелятивные калию, наиболее отчетливо выражены в основных породах, а Rb, Cs, U, Th — в более кислых вулканитах. В пределах Большекавказского отрезка вулканического пояса базальты характеризуются почти постоянным содержанием Rb во всех ареалах, в то время как в кислых породах уровень содержаний резко снижается с севера на юг (см. рис. 55). Минимум содержаний других литофильных элементов в базальтах приходится на породы вулкана Сурх-Крандух, приуроченного к Тырныаузской шовной зоне, и на породы Казбека, при-

чем содержания К, Sr, Ba, La, Zr достигают минимума именно в Тырныузской зоне. В более кислых породах минимум содержаний калия и коррелятивных ему элементов, за исключением Sr и Ba, смещен к югу и падает на породы Казбека и Кельского нагорья.

Систематические пространственные тренды распределения литофильных элементов наиболее отчетливо выражены в породах среднего состава — от андезитобазальтов (латитов) до риодацитов. В предельно кремнекислых риолитах вариации содержаний становятся менее закономерными. Для Sr, Ba, Zr, P, T вообще не фиксируются направленные изменения содержаний в пространстве.

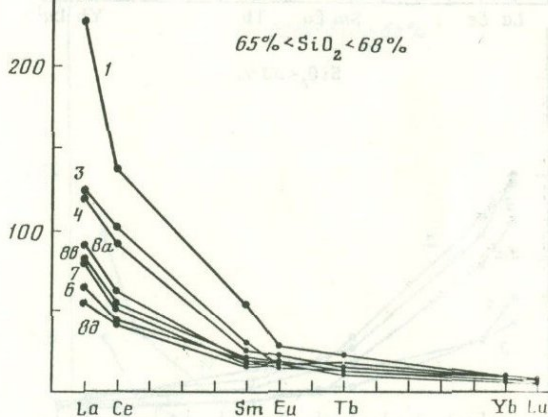
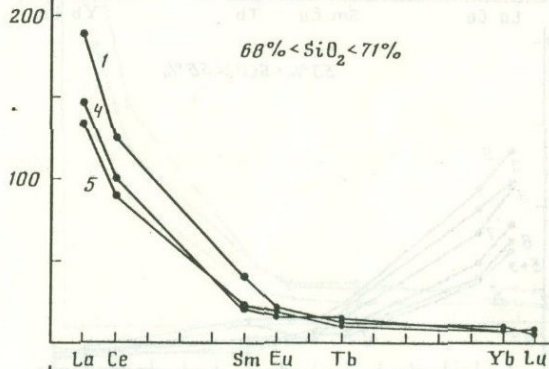
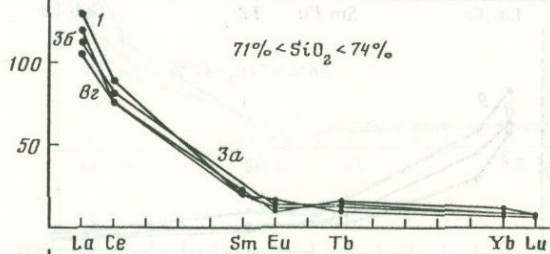
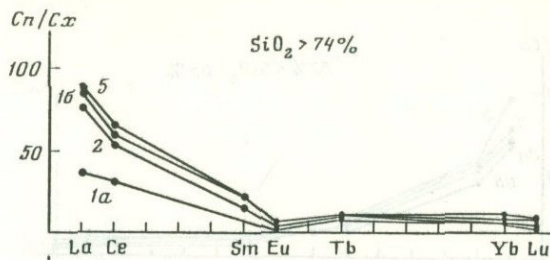
Для пород, более кислых, чем базальты, самые высокие содержания К, Rb, Cs достигаются на Северном Кавказе. В Закавказье однотипные породы отличаются несколько пониженным средним уровнем содержаний этих элементов. Уровни содержаний Sr, Ba, La, Ce, Zr, P в новейших вулканитах Северного Кавказа и Закавказья либо соизмеримы, либо породы Закавказья содержат эти элементы в большем количестве. Отчетливо выражено обогащение новейших вулканитов Закавказья Nb и Ta (см. табл. 39). Относительно высокие содержания Sr, Ba, легких PЗЭ, Zr, Nb, Ta, P характерны для вулканитов Нахичеванского блока, сосредоточенных в полосе от Арагаца до Кафана. Для пород Арарата и района оз. Ван отмечаются более низкие содержания многих литофильных элементов-примесей. В районе оз. Ван вулканиты особенно бедны стронцием. В то же время в этих породах отмечаются высокие содержания Ti и Zr.

Для северного и южного отрезков Кавказского неовулканического пояса устанавливается четкая латеральная зональность распределения легких лантаноидов, которая проявлена во всех типах пород, кроме предельно кремнекислых риолитов (рис. 62). В полосе Транскавказского поперечного поднятия максимальные содержания La, Ce, Sm отмечаются в крайнем массиве Северного Кавказа и в Нахичеванском блоке Закавказья. Еще ярче выражена продольная зональность вдоль Анкавано-Сюникского разлома на участке от Арагаца до Кафана. Содержание Eu и более тяжелых PЗЭ обнаруживают лишь незначительные пространственные вариации.

Средние уровни содержаний калия и рубидия в новейших вулканитах Закавказья в целом оказываются более низкими, чем в сопоставимых породах Северного Кавказа (см. рис. 54, 55), а K/Rb отношение повышается с севера на юг. В этом же направлении возрастает уровень содержаний натрия (рис. 63). Таким образом, региональные тренды для калия и натрия противоположны. Однако на участке от Кавказских Минеральных Вод до

Рис. 62. Распределение нормированных по хондриту содержаний PЗЭ в плиоцен-четвертичных вулканитах Кавказа

а — большекавказский отрезок неовулканического пояса, б — малокавказский отрезок неовулканического пояса. Центры и ареалы новейшего вулканизма: 1 — район Кавказских Минеральных Вод (1а — Кинжал, 1б — Развалка, Змейка), 2 — Нижний Цегем и бассейн р. Тызыл, 3 — Тырныузская зона (3а — экстрезии Тырныуза, 3б — эльджуртинский гранит), 4 — Эльбрус, 5 — Верхний Цегем, 6 — неинтрузии Главного хребта, 7 — Казбек, 8 — район Крестового перевала и Кельское нагорье (8а — Кабарджин, 8б — Хорисар, 8в — Садзели, Гудаурский поток, 8г — Большой Непискало, 8д — Малый Непискало, 8е — Кели, 8ж — Кельское плато, 8з — Эрмани-Ахубатское плато), 9 — Южная Осетия, 10 — Ахалкалакское нагорье, 11 — Арагац, 12 — Гегамское нагорье и долина р. Раздан, 13 — Айодзор, 14 — Сюникское нагорье, 15 — район Кафана



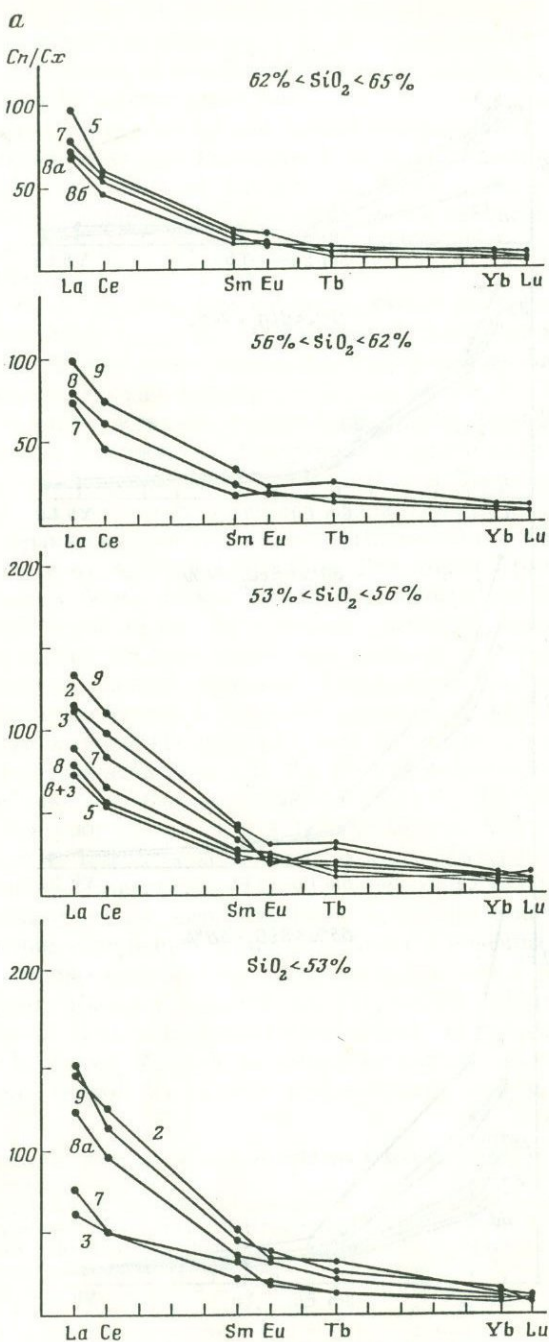
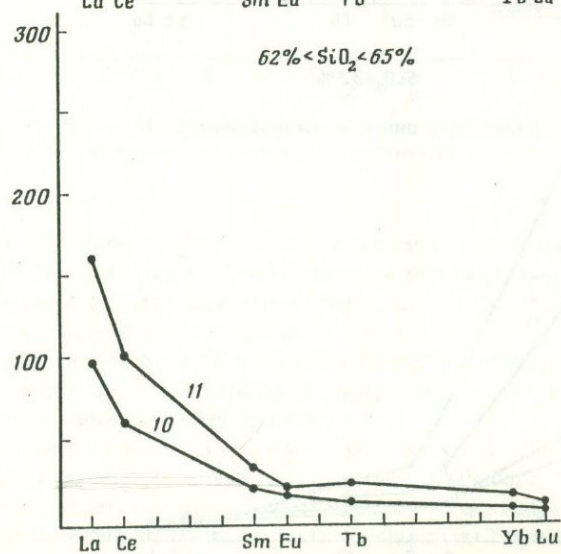
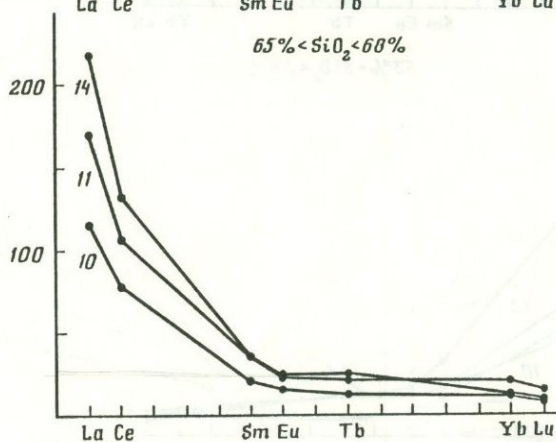
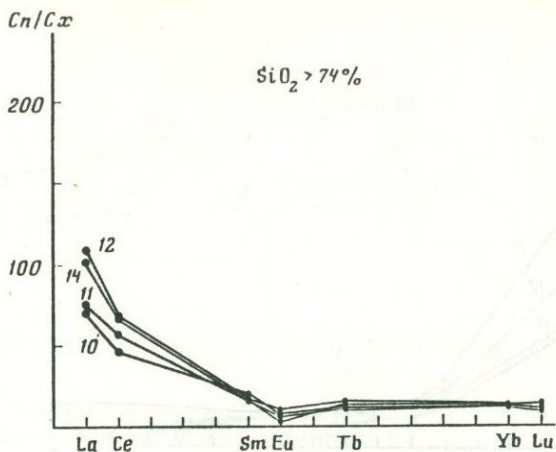


Рис. 62 (продолжение)



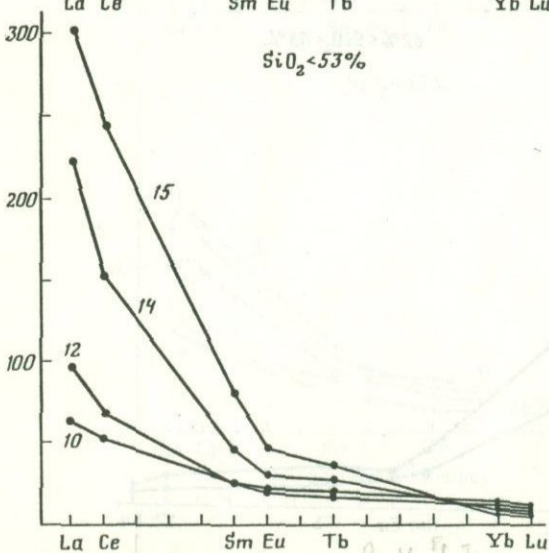
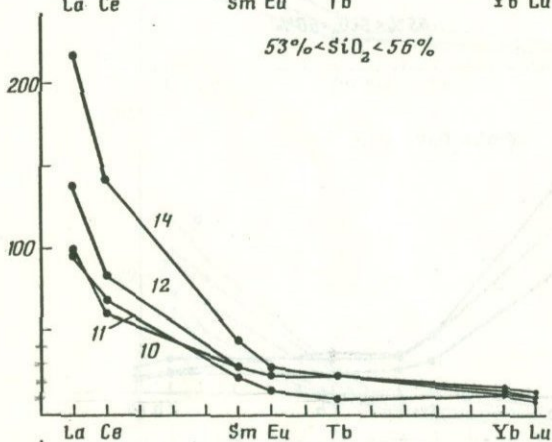
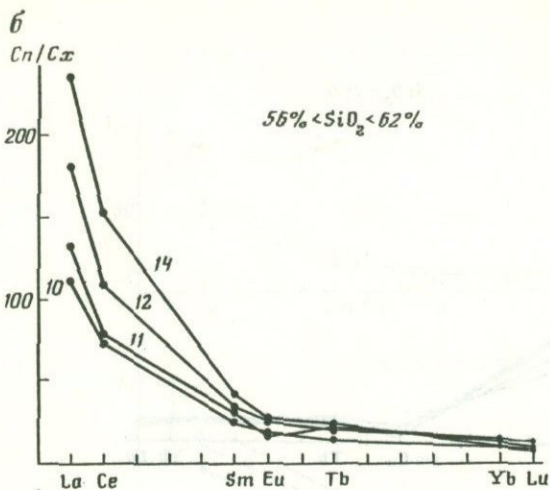


Рис. 62 (окончание)

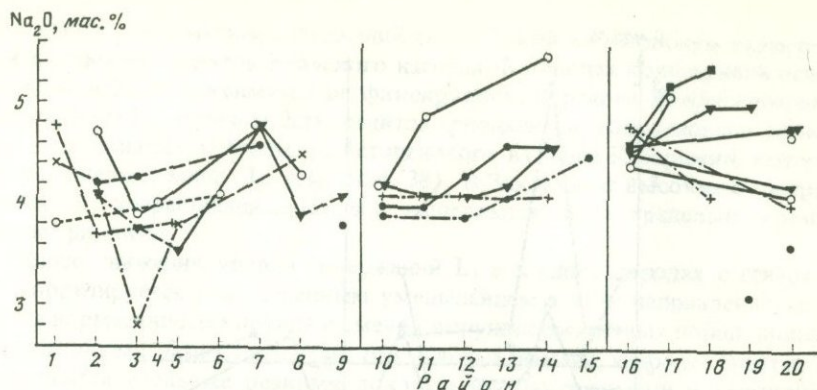


Рис. 63. Пространственные вариации содержаний Na_2O (по данным табл. 37)
Условные обозначения те же, что и на рис. 54

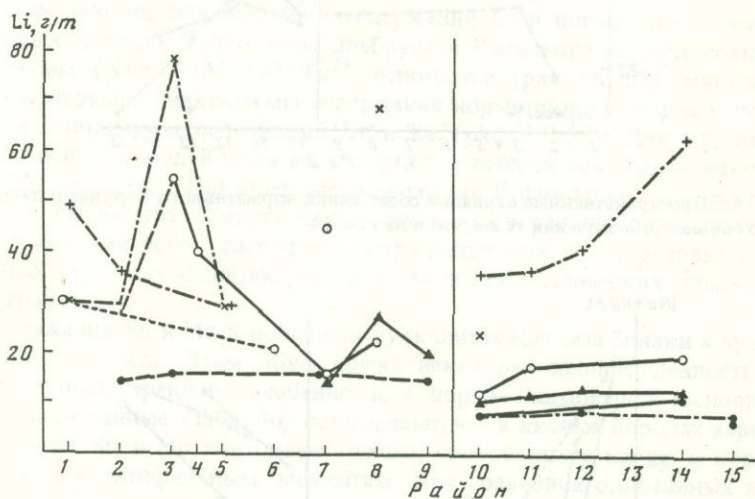


Рис. 64. Пространственные вариации содержаний Li
Условные обозначения те же, что и на рис. 54

Тырныаузской зоны и в полосе от Ахалкалакского нагорья до Кафана между калием и натрием устанавливается положительная пространственная корреляция. На этих участках содержания Sr, Ba, PЗЭ, Zr, Nb, Ta связаны положительной корреляцией не только с калием, но и с натрием. Высокие содержания Sr и Ba в породах Казбека коррелируются с обогащением этих пород именно натрием, а содержания калия в вулканитах Казбека близки к минимальному уровню.

Ряд геохимических параметров обнаруживает отчетливую отрицательную корреляцию с натрием. Так, повышение уровня содержаний Na с севера на юг сопровождается обеднением пород Li в том же направлении (рис. 64). Минимум содержаний натрия в кислых породах Тырныауза и Эльбруса

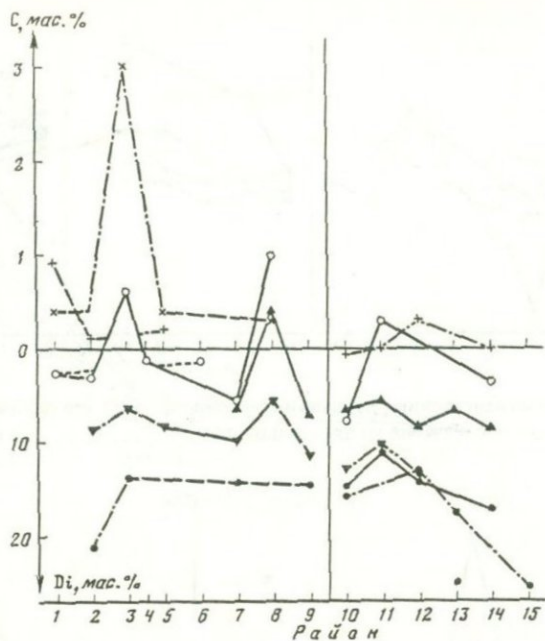


Рис. 65. Пространственные вариации содержаний нормативного корунда и диопсида
Условные обозначения те же, что и на рис. 54

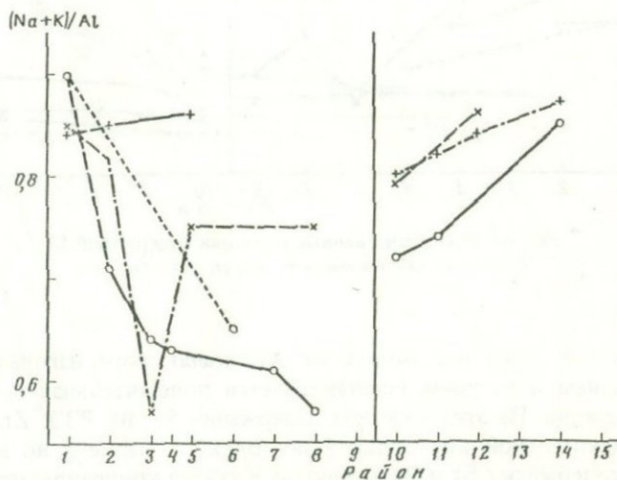


Рис. 66. Пространственные вариации коэффициента алмаитности
Условные обозначения те же, что и на рис. 54

совпадает с максимумом содержаний лития. Такой же максимум характерен для кислых вулканитов Кельского нагорья. В породах повышенной основности подобные максимумы не фиксируются. В районе Казбека высокие содержания Li типичны для дацитов—риодацитов голоценового купола Шерхота, близких к лавам плейстоценового вулкана Кабарджин, которые также содержат много Li (см. табл. 38). В Закавказье высокими содержаниями Li, возрастающими к югу, выделяются лишь предельно кремнекислые риолиты.

Общее снижение уровня содержаний Li в кислых породах с севера на юг коррелируется с постепенным уменьшением в этом направлении количества нормативного корунда и сменой корунднормативных пород диопсиднормативными разностями (рис. 65). Кислые породы, наиболее богатые Li, выделяются столь же резкими локальными максимумами нормативного корунда. Для диопсиднормативных базальтов и андезитобазальтов (латитов) характерен иной пространственный тренд: максимальное количество диопсида достигается во внешних вулканических ареалах.

С локальными максимумами содержаний Li и нормативного корунда в кислых породах Тырнауза, Эльбруса и Кельского нагорья совпадают минимумы $(Na + K)/Al$, Fe^{3+}/Fe^{2+} отношений (рис. 66, 67), максимумы Rb/Sr отношения, максимумы содержаний нормативного кварца (рис. 68), а также минимумы содержаний Sr и Ba (рис. 57, 58). Для андезитов и более кислых пород Кельского нагорья характерен локальный максимум фосфора (рис. 61). Повышенные содержания P фиксируются и в кислых породах Тырнауза. Следует подчеркнуть, что в районе Тырнауза однотипная геохимическая специфика сохраняется как в экструзивных и порфировых риолитах—дацитах, так и в полнокристаллических эльджуртинских гранитах.

Содержания Sn и Mo в новейших вулканитах Кавказа близки к чувствительности анализа. Этим обусловлена некоторая неопределенность пространственных трендов, особенно для пород повышенной основности. Имеющиеся данные (табл. 40) показывают, что в кислых породах вариации содержаний Sn и Mo повторяют тренды, свойственные калию и коррелятивным ему литофильным элементам. При сравнении однотипных пород Северного Кавказа и Закавказья устанавливается заметное обогащение первых оловом, а вторых — молибденом.

Распределение Pb также коррелируется с калием. Для северного отрезка неовулканического пояса характерен более высокий общий уровень содержаний Pb, чем для южного отрезка. Пространственный тренд Zn в северном отрезке пояса симметричен: внешние зоны с относительно высокими содержаниями могут быть противопоставлены внутренним зонам с пониженными содержаниями данного металла. В Закавказье намечается некоторое снижение уровня содержаний Zn от Ахалкалакского нагорья до Сюникского нагорья и района Кафана. Обращает внимание минимум содержаний Zn в породах Арагаца. Содержания Cu в сопоставимых породах не обнаруживают направленного изменения в пространстве.

Содержания Ni и Cr в базальтах Большого Кавказа минимальны для вулкана Сурх-Крандух и возрастают как к северу, так и к югу от Тырнаузской шовной зоны, к которой приурочен этот вулкан (рис. 69, 70). Для

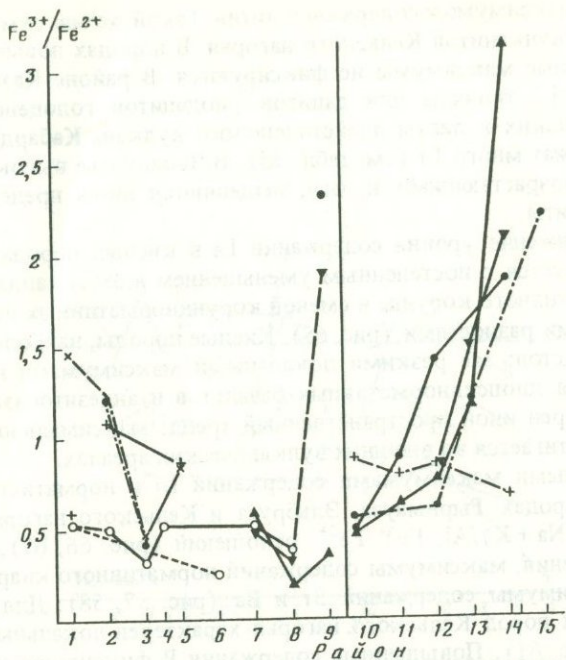


Рис. 67. Пространственные вариации отношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$
Условные обозначения те же, что и на рис. 54

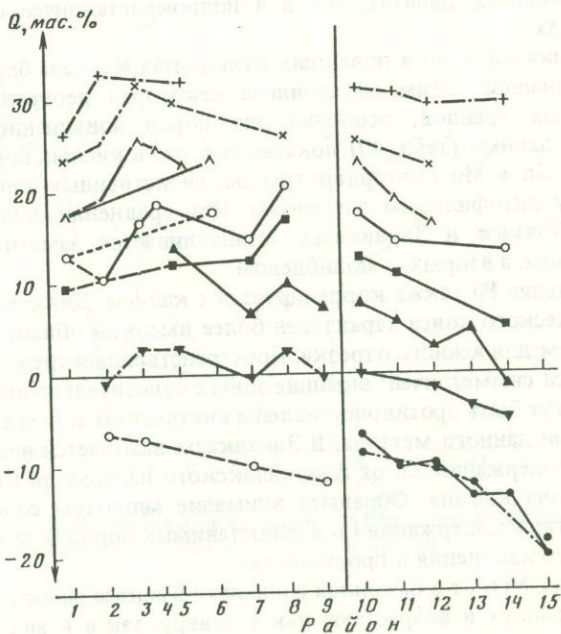


Рис. 68. Пространственные вариации содержаний нормативного кварца
Условные обозначения те же, что и на рис. 54

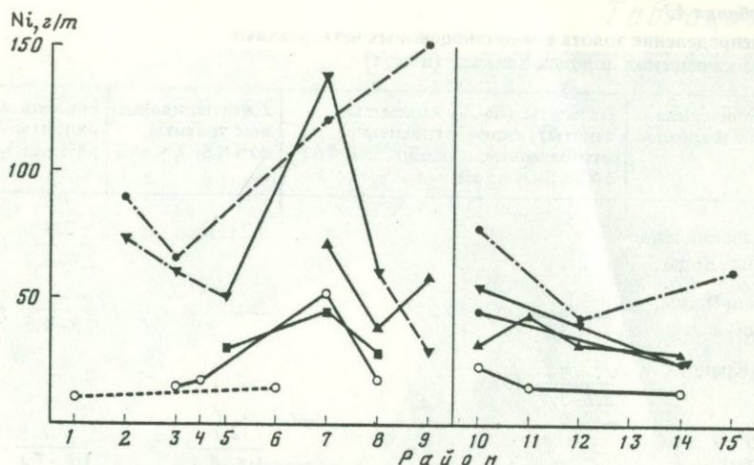


Рис. 69. Пространственные вариации содержаний Ni
Условные обозначения те же, что и на рис. 54

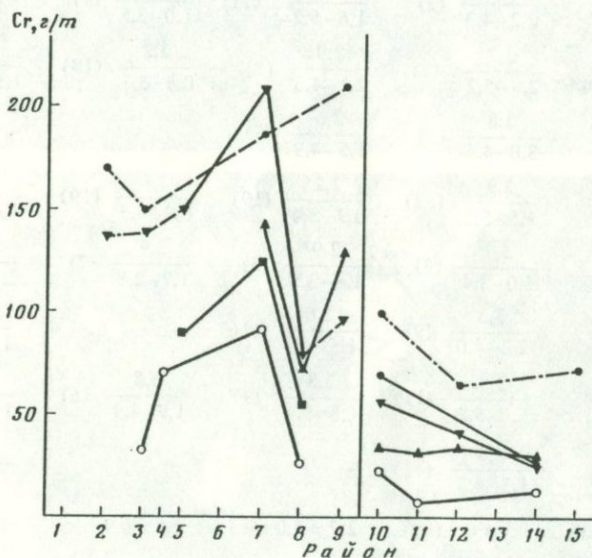


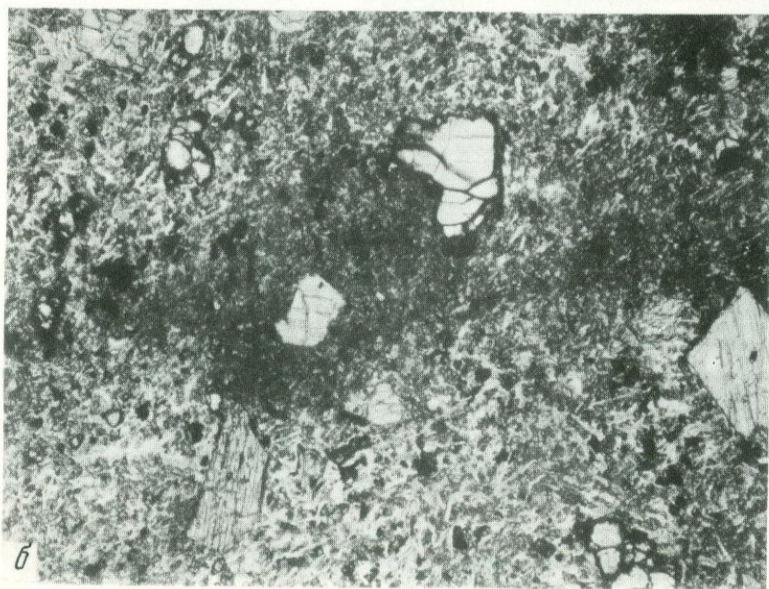
Рис. 70. Пространственные вариации содержаний Cr
Условные обозначения те же, что и на рис. 54

Таблица 43

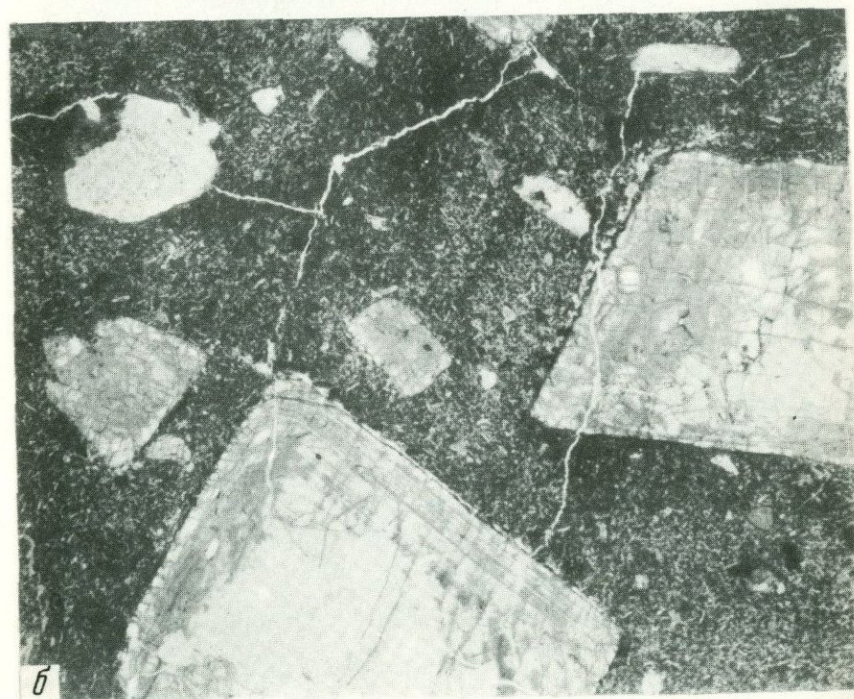
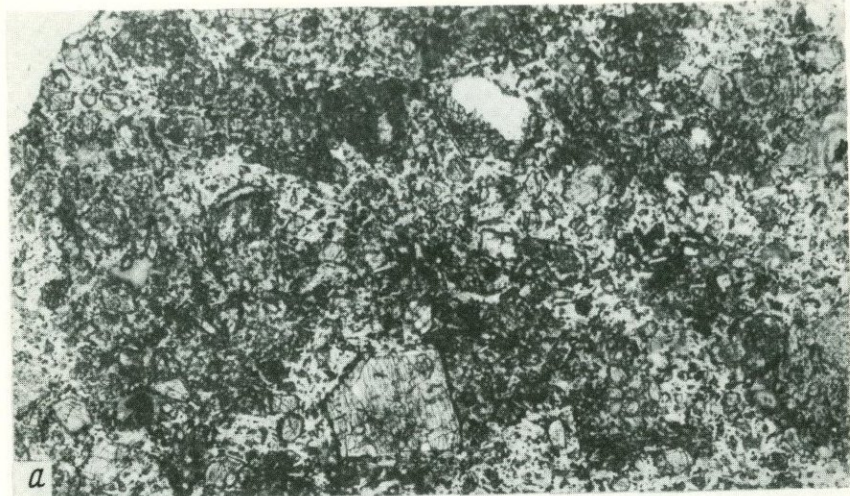
Распределение золота в миоплиоценовых-четвертичных
вулканических породах Кавказа (в мг/т)

Вулканические центры и ареалы	Базальты (ба- заниты), анде- зитобазальты $50\% \leq \text{SiO}_2 < 56\%$	Андезиты, трахиты $56\% < \text{SiO}_2 < 62\%$	Дациты, кварце- вые трахиты $62\% < \text{SiO}_2 < 68\%$	Риодациты, риолиты $68\% < \text{SiO}_2 < 75\%$
Кавказские Минеральные Воды	—	—	3,2 (1)	$\frac{2,9}{2,4-3,7}$ (6)
Нижний Чегем, Тызыл	$\frac{3,8}{2,4-5,2}$ (5)	—	—	$\frac{3,2}{0,8-4,6}$ (6)
Сурх-Крандух	$\frac{3,1}{2,7-3,4}$ (5)	—	—	—
Эльбрус, Кыртык	—	—	$\frac{2,7}{1,6-3,8}$ (7)	$\frac{2,1}{1,8-2,4}$ (3)
Верхний Чегем	—	—	3,6 (1)	$\frac{3,1}{3,0-3,1}$ (4)
Казбек	$\frac{2,8}{2,2-4,3}$ (3)	$\frac{3,05}{1,6-5,2}$ (11)	$\frac{2,2}{1,0-3,5}$ (7)	—
Кабардзин, Кельское нагорье	$\frac{3,7}{2,9-5,2}$ (5)	$\frac{2,9}{2,1-4,3}$ (3)	$\frac{2,2}{0,8-3,7}$ (19)	$\frac{2,9}{1,5-4,4}$ (5)
Район Джавы, Цхинвали	$\frac{3,8}{3,0-4,4}$ (5)	$\frac{2,6}{1,5-4,9}$ (5)	—	—
Ахалкалакское нагорье	$\frac{2,9}{1,5-5,1}$ (32)	$\frac{2,25}{0,9-3,4}$ (19)	$\frac{2,6}{0,9-4,5}$ (19)	$\frac{3,3}{1,4-4,2}$ (5)
Арагац	$\frac{3,2}{3,0-3,4}$ (3)	$\frac{2,9}{1,8-3,5}$ (3)	$\frac{2,9}{1,7-2,8}$ (7)	$\frac{3,0}{2,2-4,8}$ (5)
Гегамское нагорье	$\frac{3,3}{2,2-4,0}$ (9)	$\frac{2,6}{1,5-4,3}$ (16)	—	$\frac{2,6}{1,3-4,2}$ (9)
Сюникское нагорье	$\frac{2,8}{1,1-5,2}$ (11)	$\frac{3,3}{1,8-5,4}$ (9)	$\frac{3,6}{1,9-4,9}$ (6)	$\frac{2,3}{1,0-4,3}$ (4)
Район Кафана	$\frac{2,8}{1,3-4,5}$ (11)	—	—	—
Среднее $\pm$ стан- дартное откло- нение	$3,1 \pm 0,9$ (89)	$2,7 \pm 1,0$ (66)	$2,5 \pm 0,9$	$2,8 \pm 1,0$
Коэффициент вариации (в %)	29	37	36	36

Примечание. Числитель — среднее содержание, знаменатель — минимальное и максимальное содержания, цифры в скобках — число анализов. Анализы выполнены в лаборатории Томского политехнического института методом пленочной полярографии (аналитик Г.А. Новикова).



a — такситовый базис в анкарамите. Обломок представлен пироксеном. Увел. 10. Без анализатора. Шл. 2170; *б* — такситовый базис в мелабазальте; темные участки — пироксен-нефелинового состава. Увел. 24. С анализатором. Шл. 2175



а — мелабазанит; скопления нефелина в базисе (светлые участки). Увел. 24. Без анализатора. Шл. 2235; *б* — бересит с зональными вкрапленниками нефелина. Увел. 10. Без анализатора. Шл. 1863

андезитобазальтов и более кислых пород характерен максимум, приходящийся на вулканы Казбека, и минимум, относящийся к породам Кельского нагорья. В южном отрезке неовулканического пояса содержания Ni и Cr в породах повышенной основности снижаются с северо-запада на юго-восток, от Ахалкалакского до Сюникского нагорья. Базаниты Кафана содержат больше Ni и Cr, чем базальты Сюника, Гегамского нагорья и долины р. Раздан. Высокими содержаниями Ni выделяются позднеплиоценовые латиты Арагаца, обнаженные в ущелье р. Амберд, и столбчатые латиты этого возраста в долине р. Раздан. Последние содержат также много Cr. Распределение Co в целом повторяет пространственные вариации Ni, а распределение V является зеркальным отражением вариаций Cr; Ni/Co и Cr/V отношения меняются в пространстве так же, как содержания Ni и Cr.

Содержания золота в новейших вулканиках Кавказа варьируют от 1 до 5 мг/т (95% всех определений). Наиболее часто отмечаются содержания, равные 2–3 мг/т (табл. 43). Достаточно отчетливо выражена статистическая тенденция незначительного уменьшения концентраций Au от базальтов через андезиты — трахиты к дацитам — кварцевым трахитам. Эта тенденция видна как при сравнении средних содержаний, так и при сопоставлении пород разного состава в отдельных вулканических центрах и ареалах (Кабарджин, Кельское нагорье, Арагац, Гегамское нагорье). Однако во всех группах пород дисперсия содержаний и коэффициенты вариации остаются одинаково высокими, и имеются отклонения от общей статистической тенденции (Ахалкалакское, Сюникское нагорья).

Наиболее кремнекислые породы — риодациты и риолиты в ряде случаев содержат больше золота, чем дациты с меньшим количеством SiO_2 , развитые на тех же участках (Кельское, Ахалкалакское нагорья, Арагац). В риодацитах и риолитах относительно высокие содержания Au от 3 до 5 мг/т отмечаются чаще, чем в дацитах. Это различие, вероятно, обусловлено тем, что риодациты—риолиты имеют стекловатый базис. В менее кремнекислых породах доля кристаллических фаз, слагающих вкрапленники и микролиты базиса, значительно выше. По-видимому, вулканическое стекло несколько обогащено золотом по сравнению с кристаллическими фазами, что может указывать на накопление Au в остаточном расплаве и(или) частичный вынос и рассеяние этого элемента в процессе кристаллизации.

Как показала специальная проверка, золото не обнаруживает корреляции ни с одним из других элементов-примесей. Не установлено также какого-либо закономерного пространственного тренда в распределении золота. Однако нужно иметь в виду, что содержания остальных элементов-примесей в изученных породах достигают $h \cdot 10^{-1}$ — $h \cdot 10^3$ г/т, что на несколько порядков выше фоновых содержаний золота.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КАВКАЗА
В СВЕТЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Геологические и петрографические особенности новейших вулканитов Кавказа лучше всего согласуются с моделью, предполагающей, что базальт-андезит(трахит)-риолитовые серии объединяют три генетические группы пород: 1) базальты мантийного происхождения и их дифференциаты; 2) риолиты, риодациты и дациты (кварцевые трахиты), возникшие в результате плавления корового сиалического субстрата и 3) гибридные андезитобазальты (латиты), андезиты (трахиты) и часть дацитов (кварцевых трахитов), образованные в процессе смешения мантийных и коровых магм. Эта модель в наибольшей степени соответствует и геохимическим данным.

Все или почти все плиоцен-четвертичные базальты Кавказа недосыщены кремнеземом и представлены оливин- и нефелиннормативными субщелочными породами. В районе Кафана, а также в Варденисском хребте и на Сюникском нагорье имеются щелочные базальты и базаниты. Максимальные содержания MgO в базальтах и базанитах, как правило, не превышают 8–10 мас. %¹, а преобладающая часть базальтовых лав содержит от 4 до 7 мас. % MgO при содержании Al_2O_3 16–17 мас. %. Отношение Fe/Mg варьирует от 0,55–0,70 до 0,9–1,1, а состав оливина изменяется от 0,80–0,85 до 0,70–0,80 Fo; количество нормативного оливина составляет не более 20%. Эти параметры свидетельствуют о том, что плиоцен-четвертичные базальты Кавказа не представляют первичные мантийные магмы, которые должны содержать значительно больше MgO , нормативного оливина и меньше Al_2O_3 , а являются дифференциатами таких магм, возникшими на глубинах не более 40–60 км. Согласно моделям, допускающим прямое выплавление низкомагнезиальных базальтов из мантийного пиролита, глубина зарождения щелочных оливиновых базальтов, обогащенных Al_2O_3 , также не превосходит указанного предела (Д. Грин, 1975 г.). Плиоцен-четвертичные базальты Кавказа содержат сравнительно мало Fe, Ti, Ni и Cr, а Ni/Co отношение варьирует от 1 до 4, что подтверждает высокую степень дифференциации, связанную с гравитационным осаждением оливина, оксидов Fe и Ti и хромшпинелидов.

Среди базальтов Закавказья распространены как высокомагнезиальные разновидности, так и породы с низким содержанием магния (см. табл. 37). В северном отрезке неовулканического пояса развиты более магнезиальные и в целом менее дифференцированные базальты, обогащенные Ni и Cr (см. рис. 69, 70). Даже единичные базитовые дайки в районе Тырнауза и на склоне вулкана Кабарджин, которые выделяются высокими содержаниями калия и рубидия, содержат 7,3 мас. % MgO . Сочетание высоких концентраций Mg, K, Rb в дайках, вероятнее всего, обусловлено селективным массообменом между трещинными базитовыми инъекциями и высококалиевыми боковыми породами коры [48].

В пределах Большого Кавказа степень насыщения базальтов кремне-

¹ Среди учтенных анализов основных пород лишь для базальта из района Аламут (Иран) отмечено содержание MgO , равное 15,9 мас. % (П. Штальдер, 1971 г.).

земом снижается с севера на юг (см. рис. 68), что при положительной корреляции между величиной $-Q$ и содержаниями Ni и Cr может указывать на погружение уровня обособления базальтовой магмы в южном направлении и соответствующее обогащение расплава форстеритовым и хромитовым компонентами. Относительно высокое значение Q для базальта в бассейне р. Тызыл, содержащего 53,65% SiO_2 , 2,8% K_2O и тесно связанного с гибридными андезитобазальтами, наверное, является следствием контаминации кислым коровым материалом. Учитывая повышенные содержания Ti, Ni и Cr в этом базальте, можно заключить, что он обособился на большей глубине, чем базальт вулкана Сурх-Крандх. Содержание K_2O в базальте этого вулкана составляет всего 1,2%, а в гибридных андезитобазальтах возрастает до 2,3%. Поскольку уровень содержаний калия является чутким индикатором процессов смещения [48], можно думать, что влияние контаминации на состав базальта вулкана Сурх-Крандх не очень существенно.

Аналогичный вывод можно сделать относительно базальтовых включений в лавах Казбека. Если это так, то, согласно геохимическим данным, уровень обособления базальтов северного отрезка вулканического пояса повышался с юга на север, от района Цхинвали до Тырныаузской шовной зоны, а севернее вновь погружался на большую глубину. Так как геохимический тип базальтов на всем протяжении северного отрезка пояса остается одним и тем же, возможные вариации глубины их обособления вряд ли превышали 10–30 км.

Степень насыщения базальтов кремнеземом снижается с севера на юг и в южном отрезке вулканического пояса, однако на участке от Ахалкалакского нагорья до Сюникского нагорья уменьшение Q сопровождается не ростом, а снижением содержаний Ni и Cr, которые резко увеличиваются лишь в оливиновых базанитах Кафана (см. табл. 40). Уменьшение величины Q обусловлено в данном случае обогащением базитов не оливином, а нормативным нефелином, и говорить о более глубоком обособлении магм можно только для района Кафана.

Заметим, что составы наиболее магнезиальных четвертичных базальтов Закавказья обнаруживают значительно большее геохимическое сходство с дифференцированными амфиболовыми базанитами Кафана, нежели с менее дифференцированными и, вероятно, более глубинными оливиновыми базанитами. Это еще раз подтверждает, что среди базальтов преобладают не продукты кристаллизации первичных магм, а их дифференциаты.

Рост содержаний нормативного нефелина в базальтах Закавказья с севера на юг может быть связан как с уменьшением объема выплавок, так и с изменением состава субстрата, из которого выплавлялись первичные магмы. Первому предположению противоречит недостаточно высокий градиент накопления Rb (см. рис. 55) и других некогерентных элементов. Поэтому остается полагать, что в пределах Закавказского срединного массива мантийный субстрат был геохимически неоднороден и в южном направлении обогащен натрием.

Убедительным аргументом, подтверждающим геохимическую гетерогенность субстрата, из которого выплавлялись первичные мантийные магмы,

служит распределение РЗЭ в базальтах (см. рис. 62). Содержание тяжелых РЗЭ в этих породах превосходит хондритовый уровень в 5–15 раз, а La и Ce — в 50–300 раз. В приложении к базальтам Кавказа столь дифференцированный спектр РЗЭ не может быть объяснен ни одной моделью фракционирования фемических силикатов и отражает состав мантийного субстрата, вовлеченного в частичное плавление. Геохимические данные позволяют предположить, что главными минералами-концентраторами легких РЗЭ в веществе мантии были апатит и другие акцессорные минералы, которые при частичном плавлении переходили в расплав, обогащая его фосфором и редкоземельными элементами [33, 47]. При кристаллизации базальтов эти элементы также фиксировались преимущественно в акцессорных минералах, в частности в апатите [38], что подтверждается корреляцией между Р и легкими РЗЭ в базальтах и других породах повышенной основности (рис. 71).

Особенно высокие содержания апатита характерны для базанитов Кафана, а также для щелочных базальтов и латитов Сюникского нагорья, в которых апатит слагает довольно крупные вкрапленники [31]. Эти породы отличаются максимальными содержаниями легких РЗЭ.

Плиоцен-четвертичные базальты Кавказа, обогащенные легкими РЗЭ, выделяются повышенными содержаниями Na, Sr, Ba, Zr, Nb, Ta, F и в меньшей степени обогащены K, Rb, U, Th, Ti. Увеличение уровня концентраций всех этих элементов также, вероятно, отражает геохимическую неоднородность мантийного субстрата на уровне первичных магматических очагов. Последующая дифференциация мантийных магм приводила к некоторому увеличению содержаний литофильных элементов в расплаве, но вряд ли существенно изменяла их относительные количества. Базиты, обогащенные редкими литофильными элементами, характеризуются относительно высокой степенью окисления железа (см. рис. 67), что указывает на повышенную щелочность исходных расплавов.

Коровые кислые магмы варьируют по составу от риолитов до дацитов. Предельно кремнекислые риолиты, содержащие не менее 74 мас. % SiO_2 , выделяются высокими содержаниями K, Li, Rb, Cs, U, Th, Pb, Nb, Ta и низкими содержаниями Sr, Ba, Zr, Hf, P, Ti и легких РЗЭ (табл. 38–40). Спектр РЗЭ отличается слабой отрицательной аномалией Eu, которая, однако, выражена резче, чем в породах с меньшим содержанием SiO_2 (см. рис. 62). Закономерные пространственные вариации Sr, Ba, Zr, P, Ti в предельно кремнекислых риолитах отсутствуют, а изменение содержаний других литофильных элементов повторяет тренды, характерные для более основных пород.

Эти геохимические особенности позволяют рассматривать предельно кремнекислые риолиты как коровые выплавки, возникшие на минимальных глубинах, не превышавших 10–15 км. Субстратом испытывавшим частичное плавление, служили метаморфические пара- и ортопороды докембрийского–палеозойского основания Большого и Малого Кавказа. Повсеместно выплавки имели устойчивый петрохимический состав, соответствующий кварц-полевошпатовой котектике низкого давления. Степень плавления силикатического субстрата была невелика, и значительная часть плагиоклаза сохранялась в твердом остатке, с чем

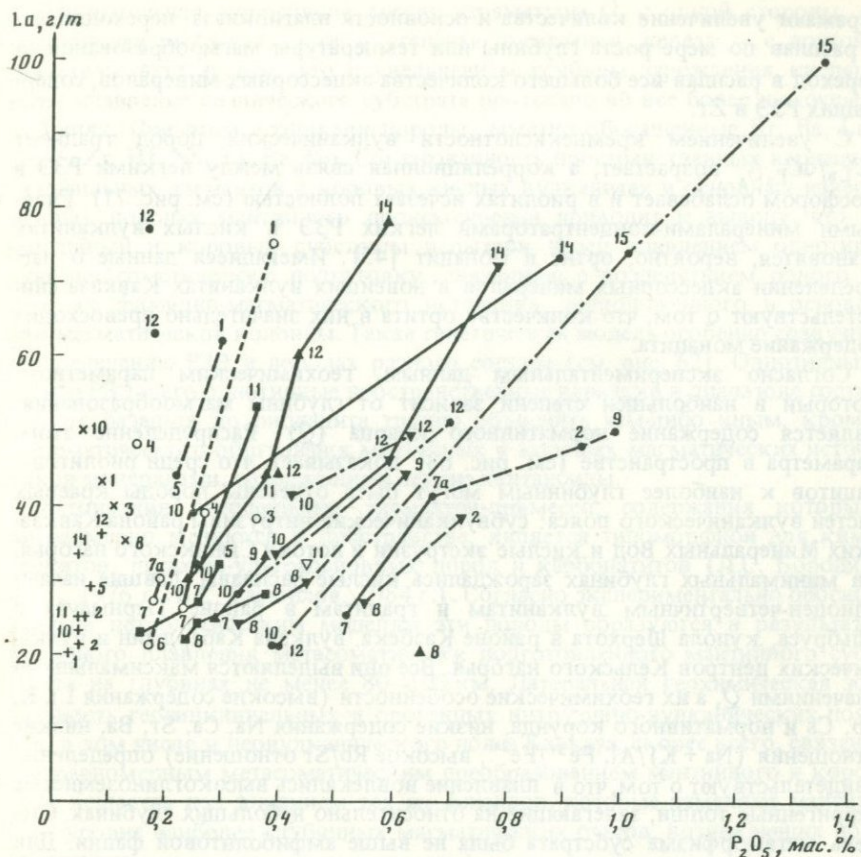


Рис. 71. Зависимость $\text{La}-\text{P}_2\text{O}_5$

Условные обозначения те же, что и на рис. 54; номера соответствуют номерам районов новейшего вулканизма

связаны низкие содержания Sr в риолитах и появление отрицательной Eu-аномалии. Низкие содержания Zr, P и легких РЗЭ, вероятно, соответствуют предельному насыщению кислого расплава этими элементами и отражают бедность риолитов аксессуарными минералами: цирконом, монацитом, апатитом, ортитом [45]. Значительная часть этих минералов остается в коровом субстрате в виде реликтовых фаз; кристаллизации апатита и ортита из предельно кремнекислого расплава препятствует малое количество в нем кальция.

Кислые породы, содержащие от 74 до 65 мас. % SiO_2 , также являются коровыми магматическими образованиями, но в отличие от предельно кремнекислых риолитов они образованы на больших глубинах или при более высокотемпературном плавлении, вызывающем отклонение состава жидкой фазы от кварц-полевошатовой котектики. Группа кислых вулканитов корового происхождения хорошо обособляется на диаграммах $(1,5\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ (см. рис. 51), а также $\text{La}-\text{SiO}_2$, $\text{Sr}-\text{SiO}_2$, $\text{Ba}-\text{SiO}_2$, $\text{Zr}-\text{SiO}_2$ благодаря отрицательным градиентам dC_i/dC_{SiO_2} , которые

отражают увеличение количества и основности плагиоклаза, переходящего в расплав по мере роста глубины или температуры магмообразования, и переход в расплав все большего количества акцессорных минералов, содержащих РЗЭ и Zr.

С увеличением кремнекислотности вулканических пород градиент $dC_{La}/dC_{P_2O_5}$ возрастает, а корреляционная связь между легкими РЗЭ и фосфором ослабевает и в риолитах исчезает полностью (см. рис. 71). Главными минералами-концентраторами легких РЗЭ в кислых вулканитах становятся, вероятно, ортит и монацит [45]. Имеющиеся данные о распределении акцессорных минералов в новейших вулканитах Кавказа свидетельствуют о том, что количество ортита в них значительно превосходит содержание монацита.

Согласно экспериментальным данным, геохимическим параметром, который в наибольшей степени зависит от глубины магмообразования, является содержание нормативного кварца (Q). Распределение этого параметра в пространстве (см. рис. 68) показывает, что среди риолитов-дацитов к наиболее глубинным могут быть отнесены породы краевых частей вулканического пояса: субвулканические интрузивы района Кавказских Минеральных Вод и кислые экзтрузии и потоки Сюникского нагорья. На минимальных глубинах зарождались кислые расплавы, давшие начало плиоцен-четвертичным вулканитам и гранитам в районе Тырнауза и Эльбруса, купола Шерхота в районе Казбека, вулкана Кабарджин и вулканических центров Кельского нагорья. Все они выделяются максимальными значениями Q , а их геохимические особенности (высокие содержания Li, K, Rb, Cs и нормативного корунда, низкие содержания Na, Ca, Sr, Ba, низкие отношения $(Na + K)/Al$, Fe^{3+}/Fe^{2+} , высокое Rb/Sr отношение) определенно свидетельствуют о том, что в плавление вовлекались высокоглиноземистые терригенные толщи, залегающие на относительно небольших глубинах. Степень метаморфизма субстрата была не выше амфиболитовой фации. Для Кельского нагорья и вулкана Кабарджин этот вывод подтверждается реликтовыми включениями метаосадочных пород с гранатом и ставролитом в дацитах и андезитодацитах (В.С. Попов и др., 1981 г.).

Кислые игнимбриты Нижнего и Верхнего Чергема содержат меньше Li и нормативного корунда, но сохраняют высокое Rb/Sr отношение. По-видимому, в этих ареалах плавлению подвергался древний гранитный фундамент. Гранитный субстрат, испытавший метасоматическое преобразование, можно предполагать и для коровых магматических очагов в районе Кавказских Минеральных Вод.

В тех ареалах, где риодациты и дациты содержат минимальное количество нормативного корунда или имеют диопсиднормативный состав, а также характеризуются повышенными содержаниями Na, Ca, Sr, Ba, РЗЭ при относительно низких содержаниях Li, Rb, U, Th, в плавление, вероятно, вовлекались древние гранулитовые комплексы среднего состава, для которых установлена именно такая геохимическая специфика (Дж. Тарни, Б. Уиндли, 1977 г., Б. Уивер, Дж. Тарни, 1980 г.). Плавление гранулитового корового субстрата можно предполагать для района Казбека и Закавказской части вулканического пояса. Предельно кремнекислые риолиты Закавказья с высокими содержаниями Li образовались за счет плавления метаосадочных пород.

Отрицательная корреляция между параметром Q , с одной стороны, и коэффициентом агаптивности и степенью окисления железа — с другой, свидетельствует о том, что с увеличением глубины зарождения кислых магм плавление сиалического субстрата протекало во все более щелочных условиях. При этом возникали породы, заметно обогащенные Sr, Ba, La, Ce, P, Zr, Hf, Nb, Ta, Be, Mo. Согласованность пространственных вариаций литофильных элементов в коровых кислых вулканитах и основных изверженных породах мантийного происхождения приводит к выводу, что и мантийный и коровый субстраты испытывали перед плавлением однотипную метасоматическую подготовку, связанную с воздействием одного и того же флюидно-магматического источника, расположенного в основании магматической колонны. Такая генетическая модель особенно созвучна распределению $R3Э$ в породах разного состава (см. рис. 62). Однотипный спектр $R3Э$ и его однотипные пространственные вариации в диапазоне составов от базальта до риодацита трудно объяснить чем-либо иным, кроме систематического обогащения мантийных и коровых магматических источников минералами, содержащими легкие лантаноиды.

Ассоциация литофильных элементов-примесей, содержания которых закономерно меняются в пространстве, является типоморфной для кимберлитов, щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (Л.С. Бородин и др., 1976 г., В.С. Самойлов, 1984 г.). Согласно экспериментально обоснованным петрологическим моделям эти породы образуются в результате частичного плавления метасоматически подготовленного мантийного субстрата на глубинах не менее 80–100 км. Латеральная геохимическая зональность геосинклинальных и орогенных интрузивно-вулканических поясов, в том числе и неовулканического пояса Кавказа, скорее всего, связана с неравномерным метасоматическим преобразованием мантийного и корового вещества под влиянием тех же флюидов, которые изменяют мантию и на уровне наиболее глубинных магматических очагов, возникающих под кратонами.

Новейшие вулканиты Предкавказья и Северного Кавказа выделяются относительно высоким уровнем содержаний K, Rb, Cs, U, Th, Sn, Pb, а разновозрастные изверженные породы Закавказья обогащены Na, Ba, Sr, La, Ce, Zr, Nb, Ta. Это различие позволяет предположить, что в Предкавказье и на Северном Кавказе глубинный метасоматоз осуществлялся главным образом под влиянием водных калиевых флюидов, а в Закавказье большее значение имели существенно натриевые карбонатные флюиды. Различный состав флюидных фаз может быть обусловлен разной глубиной их зарождения и разным окислительно-восстановительным режимом в мантии под фронтальной и тыльной частями Кавказского подвижного пояса. Данная гипотеза не является единственно возможной интерпретацией наблюдаемых геохимических различий плиоцен-четвертичных вулканитов. Не исключено, что под воздействием глубинных флюидов происходит не столько привнос K, Rb, Cs, U, Th, Sn, Pb, сколько их перераспределение в мантийном и коровом субстратах, геохимическая специфика которых наследуется расплавами. Можно, например, допустить, что субвулканические порфиновые интрузивы в районе Кавказских Минеральных Вод возникли за счет плавления древних гранитов, изначально обогащенных K, Rb, U, Th, Sn, Pb. Поэтому в кварцевых трахитах наряду с высокими содержаниями Na, Ba,

Sr, La, Ce, Zr, Nb, привнесенных с больших глубин, отмечаются и высокие содержания элементов калиевой группы. В противоположность этому кислые породы Закавказья, отличаясь высокими содержаниями редких элементов, коррелятивных Na, содержат относительно мало Rb, U, Th, Sn, Pb, поскольку гранулитовый субстрат, вовлеченный в плавление, был беден этими элементами. Такое объяснение выглядит тем более правдоподобным, что геохимические различия между новейшими вулканитами Предкавказья и Северного Кавказа, с одной стороны, и Закавказья — с другой, резко всего выражены в коровых кислых породах.

Интересно, что среди плиоцен-четвертичных вулканитов повышенной щелочности, развитых в Срединном хребте Камчатки, также обособляются две серии, одна из которых обогащена K, Rb, F, а другая — Na, Zr, Nb, B и легкими РЗЭ (О.Н. Волынец и др., 1984 г.). В некоторых случаях породы обеих серий встречаются среди изверженного материала одного и того же вулкана. Следовательно, появление геохимически различных серий связано либо с вовлечением в плавление гетерогенных разноглубинных субстратов, либо с метасоматическим преобразованием более или менее однородного вещества коры мантии под влиянием флюидов, которые зарождаются на разных глубинах.

Текстурные особенности и минеральный состав вулканических пород среднего состава (от 53–54 до 66–67 мас. % SiO_2) указывают на их гибридное происхождение, связанное со смешением основных и кислых магм [26]. Геохимические данные несут важную дополнительную информацию о процессе смешения.

На диаграмме $(1,5\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (см. рис. 51) линии гибридных серий пересекают границы классов щелочных, субщелочных и умеренно-щелочных пород. Следовательно, относительно щелочные базитовые магмы смешиваются с менее щелочными кислыми расплавами корового происхождения. Например, очень пологий наклон линий для гибридных пород Гегамского нагорья и Айюцдзора–Варденисского хребта свидетельствует о том, что в смешении участвовали субщелочные дифференцированные базальты и кислые расплавы со значительно меньшим уровнем щелочно-метальности. В некоторых случаях обогащение базальтов калием относительно андезитобазальтов и латитов связано с селективным массообменом на начальной стадии смешения [48]. Этот эффект служит одной из причин высокой суммы щелочных металлов в базальтах Тызлы и вулкана Сурх-Крандух (см. рис. 51).

Тренды дифференциации базитовых магм, не затронутых контаминацией коровым материалом или затронутых ею в минимальной степени, характеризуются значительно более высокими градиентами накопления или удаления многих элементов по мере роста кремнекислотности. Тесная пространственно-временная сопряженность нефелиннормативных базитов с более кислыми кварцнормативными породами ясно указывает на то, что вулканиты среднего состава не являются дифференциатами базальтов, а образовались путем смешения основных и кислых магм, связанных с разными источниками. Значительное сходство распределения РЗЭ в базальтах и более кислых породах, снижение содержаний РЗЭ в риолитах, характер вариаций Ni, Cr (А.В. Гущин, 1977 г.) и другие геохимические особенности также противоречат модели дифференциации.

При переходе от одного ареала к другому уровни содержаний К, Na и коррелятивных им элементов меняются согласованно во всем диапазоне составов гибридных серий, и вариационные линии таких серий расположены на графиках более или менее параллельно. Другими словами, более щелочные базальты, как правило, смешиваются с более щелочными кремнекислыми расплавами. Такая согласованность отражает однотипное преобразование мантийного и корового вещества под влиянием одних и тех же глубинных источников.

Геохимические данные показывают, что в смешении принимают участие базальтовые магмы с разной степенью дифференциации. Состав базитовых компонентов гибридных пород не всегда соответствует составу тех базальтов, которые достигли поверхности, не испытав контаминации. Например, на диаграмме $(1,5\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (см. рис. 51) четвертичным гибридным сериям Ахалкалакского нагорья и Арагаца соответствуют почти прямые вариационные линии, соединяющие составы базальтов и дацитов (кварцевых трахитов). Для Сюникского нагорья характерна ломаная вариационная линия с минимумом, приходящимся на латитовые составы. Можно полагать, что латиты этого ареала образовались в результате смешения кварцево-трахитового расплава с менее дифференцированными базальтами по сравнению с теми базальтами, которые изливались на поверхность.

Во всех ареалах новейшего вулканизма в смешении вовлекаются кислые расплавы, содержащие не более 66–68% SiO_2 . Более кремнекислые породы не несут петрографических и геохимических признаков гибридизма. По-видимому, условия для смешения магм создаются лишь при взаимодействии базитовых магм с наиболее высокотемпературными и глубинными коровыми расплавами.

Поскольку составы смешивающихся магм испытывают изменения в пространстве и во времени, гибридные породы отдельных вулканов и даже отдельных лавовых потоков имеют определенное геохимическое своеобразие. Осреднение геохимических данных всегда в той или иной мере искажает истинные соотношения компонентов в гибридных сериях. Чем шире осреднение, тем хуже сходится баланс вещества и тем дальше отклоняются вариационные кривые гибридных серий от истинных линий смешения. Поэтому корректная проверка гипотезы смешения должна проводиться на основе единичных анализов высокого качества, относящихся к породам, которые образовались в одном и том же месте и в одно и то же время. Рассмотрим некоторые примеры.

Вулкан О р т у л у д а г находится в южной части Ахалкалакского нагорья, в 20 км к северо-западу от города Гукасян, и представляет небольшой моногенный конус плейстоценового возраста, склоны которого образованы потоками черных андезитобазальтов с вкрапленниками — диакристами (В.С. Попов, 1981 г.) кварца и плагиоклаза. В делювиальном шлейфе обнаружены обломки пористых афировых базальтов, соотношения которых с андезитобазальтами неясны. Вершина конуса занята экструзией светло-серых дацитов с обильными вкрапленниками кварца и плагиоклаза и множеством меланократовых включений (диалитов), сложенных андезитобазальтами. Геологические и петрографические данные однозначно указывают, что андезитобазальты являются гибридными образованиями, возникшими в результате смешения базальтового расплава с кварцсодержащими

дацитами, выходящими на поверхность на вершине конуса. На участках с гетеротакситовыми лавами можно проследить последовательные стадии смешения. В 1 км к западу от горы Ортулудаг находится еще один вулканический конус, также сложенный гибридными андезитобазальтами. Геохимические данные (табл. 44) показывают, что андезитобазальты вулкана Ортулудаг (обр. 381) являются смесью, состоящей из 75 мас. % базальта (состав 2Б) и 25 мас. % дацита (обр. 385). Расчетный состав базальта, принимавшего участие в смешении, близок к составу основных лав, обломки которых встречены в осыпи (обр. 382). Различия в содержаниях MgO и CaO, вероятно, связаны с аналитическими неточностями.

Меланократовые включения (диалиты) в дацитах экструзии (обр. 386) тождественны по составу андезитобазальтам, слагающим соседний вулканический конус (обр. 388). Те и другие породы также являются смесью базальтов (77 мас. %) и дацитов (23 мас. %). Расчетные составы базальтов, принимавших участие в смешении (составы 4Б и 5Б), содержат несколько больше Ti, Mg, Zn и обеднены K и Ba по сравнению с базальтом 2Б. Приведенные данные показывают, что в процессе формирования вулкана Ортулудаг состав базальтов менялся во времени. Сначала они имели состав, близкий к составу обр. 382 и расчетному составу 2Б. Смешиваясь с дацитом (обр. 385), этот расплав превращался в андезитобазальты, слагающие конус и отходящие от него потоки. Более поздние порции базальтового расплава имели состав, близкий к 4Б и 5Б. Смешиваясь с дацитовой магмой, этот расплав превращался в андезитобазальты, которые образовали соседний конус и отходящие от него потоки. Одновременно поздние порции базальтов и гибридных андезитобазальтов были впрыснуты в еще не затвердевшую дацитовую экструзию вблизи вершины горы Ортулудаг.

Вулкан Каратепе находится на западном склоне Кечутского (Джавахетского) хребта, в 4 км к югу от оз. Сагамо. Это небольшой плейстоценовый конус, строение которого имеет много общего с вулканом Ортулудаг. Склоны конуса сложены темно-серыми андезиодацитами с диакриситами кварца и плагиоклаза, а вблизи вершины обнажены две экструзии светлых дацитов, очень похожих на экструзивные породы Ортулудага. Дациты содержат крупные вкрапленники кварца и плагиоклаза и включения андезитобазальтового состава. В процессе роста конуса происходило такое же смешение базальтового и дацитового расплавов, как и на вулкане Ортулудаг. Различие заключается лишь в том, что количественные соотношения между основным и кислым расплавами для гибридных пород Каратепе было обратным: 74 мас. % дацита и 26 мас. % базальта (табл. 45). Расчетные составы базальтов для того и для другого вулканов близки. Сохраняются и отмеченные выше тенденции изменения базальтов во времени.

Вулкан Кум-Тюбе, сложенный гибридными андезиодацитами, венчает разрез Верхнегемского вулканического нагорья. Он заканчивает антидромную последовательность позднеплиоценовых лав, представленных риолитами и риодацитами, которые не несут признаков гибридизма. Смена риолитов риодацитами во времени, скорее всего, связана с погружением коровых магматических очагов на большую глубину. В то же время поздние андезиодациты содержат многочисленные диакрисы кварца и плагиоклаза в сочетании с базитовыми диалитами, что свидетельствует о смешении.

Таблица 44

Баланс вещества при смешении магм четвертичного вулкана Ортулудаг
(Ахалкалакское нагорье)

Компо- ненты ^{2*}	1	2	3	2Б	4	5	4Б	5Б
	385*	381	382	—	386	388	—	—
SiO ₂	65,60	53,97	51,72	50,0	53,54	53,65	50,0	50,0
TiO ₂	0,67	0,83	0,91	0,88	1,25	1,30	1,42	1,49
Al ₂ O ₃	14,83	16,58	17,56	17,17	16,38	16,68	16,83	17,25
FeO	4,85	8,71	9,13	10,03	9,01	8,43	10,23	9,53
MnO	0,05	0,16	0,14	0,20	0,13	0,12	0,15	0,14
MgO	1,30	3,83	6,03	4,69	4,65	4,58	5,63	5,58
CaO	4,80	9,49	8,63	11,09	9,00	8,88	10,23	10,13
Na ₂ O	4,33	4,29	4,32	4,28	4,22	4,45	4,19	4,49
K ₂ O	3,42	1,84	1,26	1,30	1,69	1,64	1,18	1,10
P ₂ O ₅	0,15	0,30	0,30	0,35	(0,13) ^{3*}	0,27	—	0,31
Li	13	11	8	10	12	8	12	6,5
Rb	60	30	30	20	(15)	30	(2,3)	21
Sr	424	534	568	571	568	575	611	621
Ba	900	500	400	363	300	400	124	247
La	45	36	25	36	33	30	26	25
Ce	71	53	39	47	54	54	49	49
Sm	3,75	5,2	4,8	5,7	4,6	5,2	4,85	5,6
Eu	1,15	1,6	1,5	1,76	1,3	1,7	1,35	1,87
Tb	0,47	0,88	1,2	1,02	0,78	1,3	0,87	1,55
Yb	2,25	2,6	2,9	2,7	2,7	3,3	2,8	3,6
Lu	0,26	0,46	0,49	0,53	0,40	0,41	0,44	0,46
Zr	165	180	170	185	—	180	—	185
Hf	5,85	4,2	4,1	3,6	3,7	4,4	3,1	4,0
Th	14,5	6,4	2,8	3,6	4,9	3,3	2,1	0
Cu	24	48	58	56	55	48	64	55
Zn	80	(70)	120	(67)	150	140	171	158
Pb	17	10	9	7,6	(40)	11	—	9,2
Sc	9,6	19	23	22	20	20	23	23
Ni	22	42	45	49	36	51	40	60
Co	13,5	30	37	36	29	31	34	36
Cr	24	52	70	62	(33)	76	(36)	92
V	71	100	190	110	140	(220)	160	(266)
X _Б	—	0,746	~1,0	1,0	0,773	0,766	1,0	1,0
X _Д	1,0	0,254	~0	—	0,227	0,234	—	—

* Здесь и далее в табл. 45—47 — номера проб.

2* Здесь и далее в табл. 45—47 содержания петрогенных элементов — в мас. %, элементов-примесей — в г/т.

3* В скобках даны содержания элементов, для которых предполагаются аналитические погрешности или эпигенетическое перераспределение.

1 — дацит с вкрапленниками (протокристами) кварца; 2 — гибридный андезито-базальт с диакристами кварца; 3 — базальт; 4 — включение (диалит) в даците; 5 — андезитобазальт соседнего конуса; 2Б, 4Б, 5Б — расчетные составы базальтов, которые смешивались с дацитом (1), давая гибридные породы (2), (4), (5); содержание SiO₂ в расчетных составах базальтов принято равным 50 мас. %; X_Б, X_Д — доля базальта (Б) и дацита (Д) в магматических смесях.

Таблица 45

Баланс вещества при смешении магм четвертичного вулкана Каратепе (Ахалкалакское нагорье)

Компо- ненты	1	2	3	2Б	3Б	4
	448, 450	446	447	—	—	382
SiO ₂	68,02	63,39	57,21	50,0	50,0	51,72
TiO ₂	0,46	0,60	0,89	1,01	1,18	0,91
Al ₂ O ₃	14,67	15,86	18,25	19,30	20,63	17,56
FeO	3,49	4,69	7,35	8,17	9,92	9,13
MnO	0,045	0,06	0,08	0,10	0,10	0,14
MgO	1,23	1,96	3,06	4,09	4,28	6,03
CaO	4,31	6,15	7,22	11,48	9,17	8,63
Na ₂ O	4,15	4,24	3,96	5,51	3,83	4,32
K ₂ O	3,54	2,89	1,77	1,01	0,59	1,26
P ₂ O ₅	0,11	0,16	0,21	0,30	0,28	0,30
Li	12,5	12	(23)	10,5	—	8
Rb	60	50	40	21	27	30
Sr	352	423	542	628	668	568
Ba	850	700	(700)	267	—	400
La	37	33	29	21,4	23,7	25
Ce	64	56	(41)	33	(26)	39
Sm	2,9	3,4	4,1	4,9	4,9	4,8
Eu	0,85	0,94	1,1	1,21	1,27	1,5
Tb	(0,59)	0,41	0,48	—	—	1,2
Yb	1,7	1,8	2,2	2,1	2,5	2,9
Lu	0,21	0,24	0,28	0,33	0,33	0,49
Zr	130	150	160	208	180	170
Hf	5,0	4,9	(3,1)	4,6	—	4,1
Ta	0,66	0,57	0,41	0,31	0,24	0,3
Th	15	10	5,6	0	0	2,8
Cu	23	(18)	48	—	65	58
Zn	60	70	120	99	160	120
Pb	21	17	16	5,4	12,7	9
Sc	7,6	12	18	25	25	23
Ni	18	30	40	65	55	45
Co	7,4	14	20	33	28	37
Cr	24,5	36	(30)	69	(34)	70
V	64	(150)	170	(399)	241	190
X _Б	—	0,257	0,600	1,0	1,0	1,0
X _Д	1,0	0,743	0,400	—	—	0

1 — дацит с окрашенниками (протокристами) кварца; 2 — гибридный андезитодацит с диакристами кварца; 3 — включение (диалит) в даците, 2Б, 3Б — расчетные составы базальтов, которые смешивались с дацитом (1), давая гибридные породы (2) и (3); содержание SiO₂ в расчетных составах базальтов принято равным 50 мас. %; X_Б, X_Д — доля базальта (Б) и дацита (Д) в магматических смесях; 4 — базальт вулкана Ортулудог.

Таблица 46

Баланс вещества при смешении магм плиоцен-четвертичного вулкана Кум-Тюбе (Верхнечегемское нагорье)

Компо- ненты	1	2	3	2Б	3Б	4
	59	72	75	—	—	5,8
SiO ₂	69,08	61,23	56,56	50,0	50,0	52,73
TiO ₂	0,53	0,95	1,02	1,55	1,28	1,09
Al ₂ O ₃	15,93	16,93	17,86	18,37	18,87	17,88
FeO	2,30	5,45	6,9	9,96	8,99	7,47
MnO	0,04	0,09	0,11	0,16	0,15	0,14
MgO	1,54	3,52	4,50	6,36	6,05	6,60
CaO	2,19	5,25	7,66	8,64	10,53	8,65
Na ₂ O	4,21	4,07	3,70	3,87	3,43	4,25
K ₂ O	3,94	2,18	1,54	0	0,28	1,20
P ₂ O ₅	0,24	0,33	0,36	0,46	0,42	—
Li	39	15	15	—	2,4	12
Rb	110	84	(42)	47	(6,4)	38
Sr	295	363	583	460	735	372
Ba	600	400	300	114	143	150
La	44	32	24	15	14	20
Ce	79	53	47	16	30	43
Sm	4,0	4,3	3,7	4,7	3,5	5,8
Eu	1,3	1,5	1,6	1,8	1,8	1,3
Tb	0,48	0,50	0,48	0,53	0,48	0,56
Yb	1,6	2,1	2,1	2,8	2,4	1,8
Lu	0,26	0,34	0,43	0,39	0,52	0,34
Zr	250	210	—	153	—	130
Hf	5,3	5,0	3,4	4,6	2,4	3,2
Ta	0,60	0,51	0,37	0,38	0,25	0,34
Th	19	11	8,1	0	2,4	5,0
Cu	15	30	40	52	53	33
Zn	50	50	60	50	65	75
Pb	50	20	20	—	4,3	16
Sc	5,2	17	26	34	37	29
Ni	15	30	50	52	68	70
Co	4,2	16	27	33	39	38
Cr	20	100	150	215	218	160
V	50	100	100	172	126	130
X _Б	—	0,411	0,656	1,0	1,0	0,857
X _{РД}	1,0	0,589	0,344	—	—	0,143

1 — риодацит из верхней части разреза Верхнечегемского нагорья; 2 — гибридный андезитодацит вулкана Кум-Тюбе; 3 — включение (диалит) в андезитодаците; 2Б, 3Б — расчетные составы базальтов, которые смешивались с риодацитом (1), давая гибридные породы (2) и (3); содержание SiO₂ в расчетных составах базальтов принято равным 50 мас. %; 4 — позднплиоценовый базальт из района Шаухны; X_Б, X_{РД} — доля базальта (Б) и риодацита (РД) в магматических смесях.

нии риодацитово́й магмы с базальтовым расплавом. Базальты, которые участвовали в смешении (табл. 46), близки к слабоконтаминированным основным лавам позднелигоценового вулкана Сурх-Крандук.

Впечатляющие петрографические признаки смешения магм можно наблюдать в плейстоценовых андезитах и голоценовых дацитах Казбека [26]. Согласно геохимическим данным (табл. 47), при формировании Мнадонского потока в смешении принимали участие менее дифференцированные базальты, чем в процессе формирования Девдоракского и Чхерского потоков. Резкое отличие в составе смешивающихся магм устанавливается для плейстоценового и голоценового вулканизма. Риодациты и дациты голоцена заметен обогащены K, Li, Rb, а базальты, наоборот, содержат меньше K и обогащены Mg. Эти различия связаны с тем, что в плейстоцене плавлению подвергались гранулиты, развитые по ортопородам среднего состава, а в голоцене коровые магматические очаги переместились в менее глубинную(?) область, сложенную метаосадочными породами. Продукты плавления этих пород смешивались с менее дифференцированными и более глубинными(?) базальтами, чем в плейстоцене.

Таким образом, геохимический и петрологический материал приводит к выводу, что магматические очаги, дающие начало базальт-андезит(трахит)-риолитовым сериям, образуют протяженную вертикальную колонну от верхней мантии до верхней коры. В основании этой колонны на глубине 100–150 км возникают ультраосновные–ультращелочные силикатные магмы и солевые расплавы и рассолы. В подвижных поясах эти жидкие фазы, как правило, не достигают поверхности Земли, но имеют важное петрогенетическое значение, вызывая метасоматическое преобразование мантийного и корового субстратов на более высоких гипсометрических уровнях. Первичные магнезиальные базальты и пикриты выплавляются из ультраосновного вещества мантии на глубине 60–100 км. Поднимаясь, они заполняют промежуточные камеры, где происходит дифференциация первичных мантийных магм, вызванная осаждением ранних ликвидусных фаз, главным образом оливина и минералов из группы шпинели. Крупные объемы дифференцированных мантийных магм скапливаются, вероятно, на границе между мантией и корой, которая под Кавказским неовулканическим поясом залегает на глубине около 50 км. Примерно на этом уровне и обособляются субщелочные базальты, входящие в плиоцен-четвертичные вулканические серии.

Кислые расплавы в диапазоне составов от дацита до риолита формируются в коровых магматических очагах за счет частичного плавления сиалического субстрата. Состав этого субстрата варьирует от гранулитов магматического происхождения, развитых в глубоких частях коры, до метаосадочных пород и гранитов, слагающих кору на глубине 10–15 км.

В течение определенного времени мантийные магмы, их дифференциаты и кислые коровые расплавы сосуществуют в жидком состоянии, что делает неизбежным смешение магм, приводящее к появлению гибридных изверженных пород среднего состава.

Вариации состава и структуры вулканических серий во времени обусловлены перемещением гипоцентров магматической активности по вертикали с вовлечением в плавление разных субстратов и изменением состава выплавок как функции давления и интенсивности плавления. Так, антидромные

Таблица 47

Баланс вещества при смешении магм четвертичного вулкана Казбек

Компо- ненты	1	2	3	2Б	4	5
SiO ₂	64,2	60,2	47,8	50,0	65,15	52,5
TiO ₂	0,58	0,72	1,36	1,08	0,53	1,09
Al ₂ O ₃	16,85	16,2	14,65	14,5	16,5	15,4
FeO	4,4	5,8	11,9	9,5	3,8	7,8
MnO	0,07	0,08	—	0,11	0,05	—
MgO	2,3	4,9	9,2	11,5	2,0	7,1
CaO	5,0	6,1	9,1	8,75	4,7	9,25
Na ₂ O	4,9	4,5	(4,63)	3,4	5,0	5,05
K ₂ O	1,7	1,6	1,3	1,2	2,25	1,75
Li	19	16	14	8	12	10
Rb	54	50,5	38	41	76	37
Sr	625	638	617	671	583	720
Ba	450	400	(500)	271	450	330
La	26	24,5	26	21	26	24
Ce	42,5	41	41	37	40	47
Sm	2,55	3,1	3,3	4,5	3,2	4,1
Eu	1,05	1,35	1,3	2,1	1,1	1,4
Tb	0,35	0,64	(0,51)	1,4	0,48	0,68
Yb	1,15	1,35	1,7	1,9	1,3	1,5
Lu	0,17	0,24	0,29	0,42	0,25	0,31
Zr	140	150	140	175	145	150
Hf	3,5	4,0	4,5	5,3	3,5	4,1
Ta	0,50	0,50	0,35	0,50	0,49	0,45
Th	8,25	7,35	6,3	5,0	8,4	5,4
Sc	11	15	20	25	8,9	19
Ni	55	77,5	120	135	22	100
Co	14,5	19	28	31	11	30
Cr	105	145	300	248	52	150
V	92,5	105	130	137	87	200
Cu	31,5	40	70	62	30	40
Zn	40	45	50	58	40	50
Pb	20	18,5	17	15	35	12
X _Б	—	0,280	1,0	1,0	—	0,833
X _Д	1,0	0,720	—	—	1,0	0,167

1-3 — плейстоценовый Мнадонский поток: 1 — дациты, 2 — андезиты, 3 — базитовое включение в (2), 2Б — расчетный состав базальта, который смешивался с дацитами (1), давая гибридные андезиты (2); 4-6 — плейстоценовый Девдоракский поток: 4 — дациты, 5 — латиты, 6 — включения латитов в (4), 5Б, 6Б — расчетные составы базальтов которые смешивались с дацитами (4), давая гибридные латиты (5) и (6); 7 — дацит голоценового конуса Шерхота, 8, 9 — голоценовый поток в верховьях р. Чхери: 8 — дацит, 9 — включение латитов в (8); 9Б — расчетный состав базальта, который смешивался с дацитом (7), давая гибридные латиты (9); содержание SiO₂ в расчетных составах базальтов принято равным 50 мас. %. X_Б, X_Д — доля базальта (Б) и дацита (Д) в магматических смесях.

Таблица 47 (окончание)

Компо- ненты	6	5Б	6Б	7	8	9	9Б
SiO ₂	54,8	50,0	50,0	64,9	64,5	56,3	50,0
TiO ₂	1,22	1,20	1,54	0,71	0,64	1,25	1,65
Al ₂ O ₃	16,6	15,2	16,6	16,25	(14,9)	14,4	13,1
FeO	7,7	8,6	9,5	4,3	5,1	7,9	10,5
MnO	—	—	—	0,11	—	0,15	0,18
MgO	5,4	8,2	7,1	2,6	2,8	7,5	11,1
CaO	7,2	10,2	8,3	4,5	5,5	7,2	9,2
Na ₂ O	5,1	5,1	5,2	4,5	4,6	4,5	4,5
K ₂ O	1,95	1,65	1,81	2,15	1,9	(0,85)	—
Li	16	10	18	43	31	24	10
Rb	45	29	30	74	63	48	29
Sr	746	748	822	641	651	566	511
Ba	567	306	621	380	300	400	414
La	29	24	30	27	27	30	32
Ce	52	48	58	51	51	62	70
Sm	5,0	4,6	5,8	3,1	4,0	4,6	5,7
Eu	1,5	1,5	1,7	1,2	1,2	1,9	2,4
Tb	0,69	0,72	0,79	0,48	0,54	0,65	0,78
Yb	1,4	1,54	1,45	1,7	1,4	1,5	1,35
Lu	0,18	0,32	0,15	0,19	0,21	0,25	0,29
Zr	155	163	160	150	—	—	—
Hf	5,2	4,2	6,0	4,1	3,9	4,5	4,8
Ta	0,55	0,44	0,58	0,54	0,45	0,70	0,81
Th	8,1	4,8	8,0	8,2	7,7	6,9	5,9
Sc	13	21	15	10	13	24	34
Ni	(110)	116	(151)	18	55	150	247
Co	26	34	33	13	15	37	55
Cr	130	170	167	60	75	250	389
V	150	223	179	62	82	120	163
Cu	41	42	46	24	52	170	277
Zn	40	52	40	37	40	90	129
Pb	14,5	7	5	21	27	12	5,4
X _Б	0,681	1,0	1,0	—	—	0,577	1,0
X _Д	0,319	—	—	1,0	1,0	0,423	—

ритмы, характерные для новейших вулканитов Кавказа, начинают формироваться с подъема наименее глубинных и наиболее кремнекислых коровых магм, требующих для своего образования минимального нагрева субстрата. Затем достигают поверхности более высокотемпературные коровые расплавы, возникающие на большей глубине и содержащие меньше свободного кремнезема. Они сменяются во времени андезитодацитами, андезитами и другими породами повышенной основности, которые представляют смеси коровых магм с мантийными базитами. Слабо загрязненные базальты изливаются на поверхность как в начале ритма, предвзяя кислый вулканизм, так и в конце ритма, одновременно с появлением гибридных магм или после них, подчеркивая тем самым постоянное присутствие источ-

ников базитовых мантийных магм ниже области корового магмообразования. Закономерное увеличение магнезиальности пород во времени отражает смену более дифференцированных базальтов менее дифференцированными в ходе подъема базитовых магм к поверхности и в процессе их смешения с коровыми расплавами. Наличие нескольких уровней магмообразования, на которых возникают расплавы разного состава, определяет возможность не только образования упорядоченных антидромных или гомодромных последовательностей вулканитов, но и менее закономерного чередования во времени различных групп вулканитов, как это происходило, например, в некоторых ареалах четвертичного вулканизма на Кавказе.

ПРИРОДА И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЛАТЕРАЛЬНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ КАВКАЗСКОГО НЕОВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Систематические и согласованные вариации в пространстве содержаний многих химических элементов с весьма различными свойствами дают основание сделать вывод, что главным фактором, определяющим латеральную зональность Кавказского неовулканического пояса, является геохимическая неоднородность верхней мантии и коры. Гетерогенность мантийного субстрата, скорее всего, обусловлена неравномерным его истощением (деплетированием), связанным с предшествующими эпизодами частичного плавления (модель П. Гаста). Судя по составу базальтов, мантийное вещество под Кавказом, как и под другими континентальными областями, истощено в значительно меньшей степени, чем под океанами и зонами перехода от океанов к континентам. Следовательно, субконтинентальная мантия никогда не испытывала столь массового плавления, как субокеанический мантийный субстрат. Частичное плавление было сосредоточено в узких рифтогенных структурах, которые на ранних этапах развития складчатых поясов были представлены геосинклинальными прогибами. Именно под геосинклиналями с более или менее интенсивно проявленным инициальным вулканизмом возникали локальные зоны относительно истощенной мантии, обедненной легкоплавкими литофильными элементами.

Латеральная геохимическая зональность постгеосинклинального орогенного магматизма как бы проявляет ранее "экспонированную" пространственную неоднородность мантийного субстрата. Так, в пределах Кавказского неовулканического пояса мантийные базальты и гибридные породы с преобладанием базальтовой составляющей содержат минимальные количества калия и коррелятивных ему литофильных элементов именно в тех ареалах, которые расположены на месте ранее существовавших геосинклинальных прогибов или в непосредственной близости от них. Такими ареалами являются: а) Тырныузская шовная зона, расположенная на месте палеозойской эвгеосинклинали Передового хребта; б) Казбек и Кельское нагорье, приуроченные к геосинклинали Главного хребта и южного склона Большого Кавказа, заполненной вулканогенными и сланцевыми толщами юры; в) Арабат, расположенный между Кагызман-Вединской и Агри-Курдистанской офиолитовыми (эвгеосинклинальными) зонами; г) ареал новейшего вулканизма в районе оз. Ван, также находящийся рядом с зоной мезозойских офиолитов.

Геохимические особенности гибридных пород указывают на относительное истощение мантийного субстрата и под той частью выступа домезозойского основания Главного хребта, к которой приурочены новейшие вулканы Эльбруса, Верхнечегемского нагорья, а также неогинтрузии Большого Кавказа. Пониженный уровень содержания калия и коррелятивных ему элементов характерен для вулкаников Ахалкалакского нагорья, которые пространственно связаны с Сомхето-Карабахской андезитовой парагеосинклиналью юрского возраста. Состав вулкаников показывает, что мантийный субстрат под этой зоной также истощен, но в меньшей мере, чем под базальтовыми эвгеосинклиналями. Возможно, геохимические особенности неовулкаников Ахалкалакского нагорья отражают влияние соседней Севанской офиолитовой зоны, однако эта зона, по имеющимся данным, не оказывает заметного влияния на геохимическую зональность новейших вулкаников, расположенных непосредственно к югу от нее.

Все новейшие вулканики, фиксирующие ареалы истощенной мантии, расположены в пределах Транскавказского поперечного поднятия, которое, таким образом, может рассматриваться как магмоконтролирующая структура древнего заложения. Судя по зональности вулкаников в полосе Арагац—Кафан и в полосе Арарат—Эльбрус, пространство, расположенное к востоку от Транскавказского поднятия, подстилается менее истощенной мантией. В самом поперечном поднятии степень истощения мантии максимальна в центральной его части и уменьшается на северном и южном окончаниях. Возможно, ареалы наибольшего истощения совпадают с пересечениями поперечным поднятием продольных геосинклинальных зон.

Отсутствие данных об изотопном составе плиоцен-четвертичных вулкаников не позволяет оценить возраст ранних эпизодов частичного плавления, которые привели к локальному истощению мантийного субстрата под Кавказом. Учитывая материалы по другим провинциям, можно полагать, что такое истощение впервые произошло не в палеозое и мезозое, а значительно раньше и что фанерозойские геосинклинали и офиолитовые пояса наследуют зоны более древнего, докембрийского мантийного магматизма.

Обеднение мантийного субстрата литофильными элементами, коррелятивными калию, фиксируется в составе не только субщелочных базальтов плиоцен-четвертичного возраста, развитых в северных очаговых ареалах, но и более глубинных щелочных базальтов, которые изливались в районе оз. Ван. Следовательно, зона истощения верхней мантии имеет достаточно большую вертикальную протяженность. По-видимому, вынос наиболее подвижных легкоплавких компонентов в процессе первого плавления прежде всего происходил из нижней части магматической колонны, где эти компоненты были сконцентрированы в выплавках минимального объема. Поэтому впоследствии в зонах истощения уменьшалась интенсивность метасоматического преобразования мантийного и корового субстратов под влиянием глубинных расплавов и растворов. Обеднение продуктов позднего магматизма редкими литофильными элементами, вероятно, является следствием именно этого явления. Не случайно, что относительно низкокальциевые базальты с невысоким уровнем содержания легких РЗЭ, Zr, Nb и других редких элементов ассоциируют в пространстве с кислыми выплавками, которые не несут признаков глубокого метасоматического

изменения корового субстрата. При этом в некоторых ареалах низкокальциевые базальты обнаруживают тесную пространственно-временную связь с высококальциевыми кислыми магматитами, которые возникли за счет плавления терригенных или гранитных пород в верхней части коры. Такая ситуация характерна, например, для Тырныаузской зоны и для района оз. Ван. Высокие содержания K, Rb, Cs, U, Th, Pb в кислых вулканитах этих ареалов не связаны с влиянием глубинных флюидов, а отражают геохимические особенности корового субстрата. Кислые магматиты, которые выплавлялись в верхней части коры, отличаются повышенными содержаниями олова, что указывает на низкую щелочность и относительно восстановительные условия зарождения и кристаллизации кислых магм (В.С. Попов, 1984 г.). Оловоносные кислые магмы могут быть противопоставлены кислым магмам, обогащенным молибденом, которые возникают и кристаллизуются в более окислительной обстановке, обусловленной глубинным щелочным метасоматозом. По этому признаку кислые плиоцен-четвертичные вулканиты Северного Кавказа отличаются от однотипных пород Закавказья: первые обогащены Sn, а вторые — Mo. Это различие естественным образом вписывается в общую геохимическую зональность вулканического пояса и подчеркивает погружение коровых магматических очагов с севера на юг.

Геосинклинали, мантийный субстрат которых обеднен легкоплавкими литофильными элементами, окаймлены блоками с менее истощенной мантией. В Кавказской части Альпийского неовулканического пояса к таким блокам относятся: а) Скифская плита и Лабино-Малкинский краевой массив к северу от Тырныаузского шва, где расположены ареалы новейшего магматизма района Кавказских Минеральных Вод и Нижнего Чегема — Тызлы; б) Грузинская глыба, в пределах которой известны проявления миоплиоценового щелочно-базальтового вулканизма (район Цхинвали и др.). в) Нахичеванский блок, к которому приурочена полоса высококальциевых субщелочных вулканитов, протягивающаяся от Арагаца до Кафана и далее на юго-восток в пределы Ирана.

Распределение удельных объемов новейших вулканитов и вариации состава изверженных пород дают основание предполагать, что в направлении от внутренних геосинклинальных зон к краевым и срединным массивам и от оси Транскавказского поперечного поднятия к менее поднятым блокам происходило погружение нижних и верхних кромок магмогенерирующих колонн, а объем выплавки уменьшался. Эти факторы усиливали латеральную зональность вулканитов, отражающую геохимическую неоднородность мантийного и корового вещества, однако ни один из них, взятый в отдельности, не может объяснить наблюдаемой зональности. Этому противоречат многие количественные соотношения между химическими элементами.

Следует подчеркнуть, что какие-либо конкретные сведения о топологии участков истощения мантии и о глубине залегания первичных магматических очагов для Кавказа отсутствуют. Пространственные геохимические тренды плиоцен-четвертичных вулканитов не несут никакой прямой информации о процессах, протекавших глубже 40–60 км, т.е. ниже того уровня, на котором обособились дифференциаты первичных магм, достигшие дневной поверхности. Преобладающая масса новейших вулканитов Кавказа —

это коровые образования, которые выплавились на глубине менее 50–40 км, а также гибридные породы, возникшие в результате смешения магм в коре. Поэтому латеральная геохимическая зональность Кавказского неовулканического пояса не может служить доказательством реальности существования зон субдукции, независимо от того, где эти зоны рисуются и в какую сторону наклоняются. Действительно, при обычно принятом наклоне таких зон около 45° они уже на расстоянии нескольких десятков километров от места предполагаемого выхода на поверхность должны погрузиться ниже уровня, на котором обособились наиболее глубинные породы плиоцен-четвертичных вулканических серий.

Ни для мантийных, ни для коровых вулканитов нет геохимических и петрологических данных, которые указывали бы на то, что гипоцентры новейшей магматической активности монотонно погружались с юга на север от южной границы альпийской геосинклинали Большого Кавказа до района Кавказских Минеральных Вод, как это предполагается некоторыми геодинамическими моделями. Судя по распределению Mg и элементов группы железа, позднелигоценные базальты Тырныауской шовной зоны обособились примерно на такой же глубине, что и четвертичные базальты Казбека и, возможно, являются даже менее глубинными. Среди новейших вулканитов Северного Кавказа широко развиты риолиты, которые связаны с коровыми очагами, располагавшимися на глубине не более 10–15 км. В районе Казбека и к югу от него в плавление вовлекались более глубинные гранулитовые комплексы, что указывает на погружение верхних кромок магматических колонн не с юга на север, а в противоположном направлении. Геохимические особенности базальтов позволяют предполагать, что и нижние кромки магматических колонн погружались к югу, в сторону Закавказского срединного массива. Увеличение глубинности магматических очагов в северном направлении можно допускать лишь на участке от Тырныауской зоны до района Кавказских Минеральных Вод, причем амплитуда вертикального смещения очагов вряд ли превышала 10–30 км. Столь незначительное погружение магматических колонн нельзя связать с наклонной сейсмофокальной зоной, берущей начало в основании южного склона Большого Кавказа. Дойдя до Нижнего Чегема и Кавказских Минеральных Вод, такая зона должна погрузиться значительно ниже уровня, на котором происходило магнеобразование. Заметим, что даже самые глубинные магматические породы, известные на поверхности Земли (кимберлиты и т.п.), зарождаются на глубинах не более 150–200 км.

Однотипная латеральная зональность новейших вулканитов устанавливается на Кавказе не только вкост простирания главных тектонических зон, что характерно для Большого Кавказа, но и по простиранию, как это наблюдается на Малом Кавказе. Сходство поперечной и продольной зональности противоречит представлениям о субдукции. Эти представления не согласуются также с частыми нарушениями монотонности пространственных геохимических трендов и резкими вариациями содержаний химических элементов на очень коротких расстояниях, как это характерно, например, для Li (см. рис. 64). Пространственные вариации этого элемента в кислых породах трудно объяснить чем-либо иным, кроме гетерогенности корового субстрата, вовлеченного в плавление.

Интересную геохимическую аномалию представляют лавы Казбека, ко-

которые выделяются высокими содержаниями Mg, Ni, Co, Cr, Na, Sr, Ba. По геохимическим особенностям вулканиты Казбека могут быть сопоставлены с теми магматическими образованиями активных континентальных окраин и островных дуг, которые приурочены к поперечным тектоническим нарушениям глубокого заложения и отличаются аномально высокими содержаниями Sr и Mg (О.Н. Волинец, 1982 г.).

Ареалы новейшего вулканизма, которые пространственно сопряжены с геосинклинальными прогибами, заполненными мезозойскими инициальными вулканитами, офиолитами и сланцевыми толщами, выделяются не только геохимической спецификой, указывающей на истощение мантийного субстрата, но и формированием наиболее непрерывных вулканических серий. Это свидетельствует о том, что вблизи альпийских геосинклиналей возникали наиболее благоприятные условия для смещения мантийных и коровых магм, образованных на постгеосинклинальном орогенном этапе. Интересно, что в Тырнаузской зоне, расположенной на месте палеозойской эвгеосинклинали, новейшие вулканиты несут признаки истощения мантийного субстрата, но представлены контрастным сочетанием основных и кислых пород. Следовательно, интенсивность смещения магм определяется альпийской геодинамикой, а степень геохимического истощения мантии — более древней, вероятно, докембрийской магматической историей геосинклинальных зон.

Корреляция между латеральной геохимической зональностью новейших вулканитов Кавказа и положением в современной структуре геосинклиналей противоречит гипотезе о крупных горизонтальных перемещениях палеозойских и мезозойских складчатых комплексов Передового и Главного хребтов Большого Кавказа и приводит к выводу, что докайнозойские породы горст-антиклинорий Главного хребта и Передового хребта залегают в целом на том же самом месте, где они первоначально образовались.

Геохимическое отличие плиоцен-четвертичных вулканитов Ахалкалакского нагорья от одновозрастных пород, развитых вдоль Анкавано-Сюникского разлома, подчеркивает разницу в глубинном строении и геологической истории блоков, расположенных к северу и югу от Севанского офиолитового шва [21]. Однако это различие вряд ли можно рассматривать как доказательство сокращения ширины Севанской зоны в конце мелового периода или в более позднее время. Геохимическая зональность новейших вулканитов Закавказья согласуется с представлениями о том, что мезозойские офиолиты маркируют узкие рифтовые зоны, пересекающие континентальную кору, а не являются реликтами обширных океанических пространств, таинственно исчезнувших в результате схождения тектонических плит. Геохимические отличия кавказских неовулканитов от низкокальциевых магматических пород современных океанов и периокеанических островных дуг столь велики, что исключают возможность возникновения вулканитов на месте ранее существовавших океанов или в непосредственной близости от них. Кавказские неовулканиты геохимически сопоставимы лишь с теми изверженными породами периокеанических вулканических поясов, которые сформированы в пределах структур с сиалическим основанием (субщелочные вулканические серии Срединного хребта Камчатки и др.).

Вместе с тем, сравнивая геохимическую зональность внутриконтинентального Кавказского неовулканического пояса с зональностью орогенных вулканитов в системах островных дуг и активных континентальных окраин, можно заметить принципиальное сходство не только в характере пространственных вариаций тех или иных геохимических параметров, но и в тектоническом положении геохимических зон. В Восточном Средиземноморье переход от континентального вулканического пояса к островным дугам прослеживается по простираанию одних и тех же структур. В Циркум-Тихоокеанской области геохимическая зональность орогенного вулканизма островных дуг, так же как на Кавказе, контролируется положением ранних эвгеосинклинальных прогибов с более или менее интенсивно проявленным инициальным вулканизмом. На островных дугах мезозойские—раннекайнозойские эвгеосинклинали расположены во фронтальной полосе, прилегающей к глубоководному желобу, и именно вблизи них появляются впоследствии вулканиты с минимальными содержаниями калия и коррелятивных ему литофильных элементов. По мере удаления от осей эвгеосинклиналей уровень содержаний калия возрастает и достигает максимума в тыльной шошонитовой зоне, которая сменяется зоной рифтогенного базальтового вулканизма во впадине краевого моря.

В северном отрезке Кавказского неовулканического пояса устанавливается такая же зональность, но с той только разницей, что зоны с высококалийным субщелочным вулканизмом развиваются с обеих сторон полосы низкокалийного вулканизма. Это различие является естественным следствием того, что к геосинклиналям Циркум-Тихоокеанских островных дуг со стороны желоба примыкает пространство с симатической океанической корой, а внутриконтинентальная геосинклиналь Большого Кавказа с обеих сторон окружена блоками с сиалической корой.

Кроме зонального размещения орогенных вулканитов по отношению к отдельным геосинклинальным трогам, в Кавказском сегменте Альпийского неовулканического пояса можно наметить и более общую региональную зональность, которая обнаруживает сходство с зональностью островных дуг. По положению в системе тектонических зон фронтальная полоса Предкавказских краевых прогибов может быть сопоставлена с глубоководным желобом, а складчатые сооружения Большого Кавказа — с амагматичной полосой, отделяющей желоб от вулканической дуги или с амагматичной внешней дугой в системе двойных островных дуг. Межгорные впадины между Большим и Малым Кавказом соответствуют погружению перед фронтом вулканической дуги или грабену, разделяющему внешнюю и внутреннюю дуги в системах двойных островных дуг. Северная часть Кавказского неовулканического пояса — от Тырныаузской зоны до Ахалкалакского нагорья — сопоставляется с зоной известково-щелочного островодужного вулканизма с относительно низким уровнем содержаний калия, а южная часть пояса — с шошонитовой зоной.

Специфика Кавказа заключается в том, что орогенные вулканиты распространяются вдоль Транскавказского поперечного поднятия до полосы фронтальных краевых прогибов. Если бы поперечного поднятия не существовало, северная граница вулканического пояса проходила бы, вероятно, вдоль края Закавказского срединного массива, примерно на широте Ахалкалакского нагорья. Своеобразие Кавказа состоит еще и в том, что

в тыловой его области не происходит четкого пространственного разделения орогенного вулканического пояса и рифтогенной впадины, как это типично для островных дуг. Плиоцен-четвертичный рифтогенный базальтовый вулканизм оказывается "распыленным" среди ареала орогенного вулканизма с преобладанием пород среднего и кислого составов. Возможно, стадия обособления крупной тыловой впадины на Кавказе еще не наступила. Однако появление в районе оз. Ван высокотитанистых щелочных базальтов, характерных для рифтогенных серий, весьма показательно и, вероятно, маркирует переход от шошонитовой зоны к внешнему ареалу рифтогенного вулканизма. Не случайно вблизи южного края неовулканического пояса расположены и крупные озерные впадины — Ван, Урмия.

Пространственное совмещение ареалов орогенного и рифтогенного вулканизма находит отражение в геохимических особенностях плиоцен-четвертичных вулканических пород Кавказа, которые, обладая признаками, свойственными высококалийным орогенным сериям, в то же время обогащены элементами, высокие содержания которых типичны для рифтогенного вулканизма (Na, P, La, Ce, Zr, Nb, Ta).

Рассмотренные соотношения приводят к выводу, что осью тектоно-магматической зональности Кавказа являются палеозойская эвгеосинклиналь Передового хребта и возникшая в юре геосинклиналь Главного хребта и его южного склона, а не офиолитовый шов Закавказья, как это принимается в мобилистских моделях [21]. Офиолиты Закавказья, образованные в мелу, фиксируют первые рифтогенные расколы сиалического фундамента в тылу геосинклинальной области. Будучи приуроченными к древним магматическим швам, эти расколы контролируют геохимическую зональность плиоцен-четвертичных вулканитов, определяя появление в шошонитовой зоне локальных ареалов низкокалийного вулканизма (Арабат).

Общее погружение магматических очагов с севера на юг, от Тырнаузской шовной зоны к Закавказскому срединному массиву, которое устанавливается по геохимической зональности плиоцен-четвертичных вулканитов, подтверждает правильность проведенных параллелей между системой тектоно-магматических зон островных дуг и современной структурой Большого и Малого Кавказа. Если эти параллели верны, то на Кавказе следовало бы искать зоны субдукции, наклоненные не с юга на север, а с севера на юг. Эти зоны должны были бы выходить на поверхность вблизи Предкавказских краевых прогибов и погружаться под Большой Кавказ и Закавказье. Однако таких зон не существует, как нет и конкретных подтверждений реальности субдукции в противоположном направлении. В данной главе авторы стремились показать, что геохимическая зональность Кавказского неовулканического пояса определяется не положением мифических зон субдукции, а реальным глубинным строением территории и особенностями истории ее геологического развития.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геохимические и петрологические особенности вулканогенных пород, рассмотренные в настоящей работе, далеко не исчерпывают всего разнообразия процессов континентального вулканизма. Вместе с тем полученные авторами новые материалы по ряду представительных эффузивных провинций СССР, а также привлечение литературных данных по главным типам базальтоидных серий из различных зарубежных континентальных и океанических областей позволяют подойти к решению некоторых общих вопросов петрологии и геохимии и сделать следующие основные выводы.

1. Сопоставление базальтоидных серий на основе нового метода петрохимического анализа — по соотношению известково-щелочного параметра $(N + K)/Ca$ и общей кислотности A_c (или кремнекислотности) — позволяет предложить рациональную количественную типизацию базальтоидов в рамках их традиционной характеристики по степени щелочности—известковистости. При этом с учетом региональной представительности и средних составов распространенных типов пород — от обычных известково-щелочных базальтов и андезитов до дацитов—риолитов и от щелочных базальтов до трахитов—фонолитов — выделяются главные, достаточно автономные группы магматитов и соответствующие им типовые тренды магматической дифференциации: 1) главный известково-щелочной базальтоидный тренд, проходящий через точки средних составов известково-щелочных пород (по Дели, Ле-Метру, А.А. Беусу и др.); этому тренду подчинены региональные тренды наиболее распространенных вулканических орогенных серий; 2) главный щелочной тренд дифференциации щелочно-базальтовых магм, общий для континентальных и океанических (островных) провинций.

В совокупности с более локальными трендами континентальных субщелочных высококальциевых и других провинций, а также трендами пониженной щелочности и повышенной известковистости островодужных серий по рассчитанным общим трендам может быть намечен единый трендовый пучок и по нему определены главные параметры общего для различных базальтоидных серий мантийного магматического источника, отвечающего наиболее основным оливиновым или пикритовым базальтам.

2. Вне общего трендового пучка находятся как отдельные высокощелочные вулканогенные серии — от базанитов до нефелинитов и фонолитов, так и наиболее низкощелочные серии различных океанических базальтоидов. Это свидетельствует об их связи с иными, мантийными, источниками и иной геодинамической обстановкой выплавления и дифференциации исходных магм — продуктов либо наименее истощенной

мантии (нефелинитовые и кимберлитовые), либо, напротив, наиболее истощенной (океанические базальты).

Рассмотренные в работе конкретные пространственно-временные соотношения между щелочно-ультраосновными (нефелинитовыми) и базальтовыми сериями древних континентальных кратонов (Русская платформа, Маймеча-Котуйская провинция) свидетельствуют о зарождении нефелинитовых и близких к ним щелочно-ультраосновных магм на максимальных глубинах в результате селективного плавления мантийного субстрата.

Как на древних кратонах, так и в фанерозойских подвижных поясах геохимические вариации состава вулканитов во времени и пространстве в общем сводятся к согласованному изменению содержаний одной и той же ассоциации литофильных элементов-примесей, когерентных калию и натрию и включающих легкие РЗЭ, Zr, Hf, Nb, Ta, Ba, U, Th и др. Эти элементы являются типоморфными для наиболее глубоких мантийных магматических представителей — кимберлитов и нефелинитов и нередко достигают в них особенно высоких концентраций. Эта важная геохимическая особенность отличает типичные мантийные нефелиниты из рифтогенных серий типа восточно-африканских от их петрохимических аналогов — дифференциатов менее глубоких щелочно-базальтовых магм, подобных рассмотренным в настоящей работе нефелинитам Кузнецкого Алатау.

3. Не только средние составы наиболее распространенных континентальных известково-щелочных вулканитов и других магматитов, но и главные типы коровых метаморфитов, включая средние составы древних щитов, в совокупности подчинены единому генеральному известково-щелочному эволюционному тренду формирования континентальной земной коры и сопряженным с ним трендам понижения содержания фемических компонентов и возрастания кремнекислотности, общей и калиевой щелочности. Это позволяет распространить принцип геохимической когерентности петрогенных и редких элементов в магматической дифференциации на процесс формирования земной коры в целом и обосновать закономерную связь (корреляцию) средних содержаний литофильных редких элементов (кларков) со средними составами главных типов магматических пород.

На основе указанной корреляции для представительной совокупности средних составов вулканогенных и других магматических пород получены статистические обоснованные оценки средних содержаний 15 литофильных элементов-примесей — Li, Rb, Nb, Zr, La, Ce, Be, Th и др.; впервые предложены критерии проверки и уточнения широко известных табличных величин кларков Виноградова, Тейлора и др.

4. Эволюция составов ультраосновных и основных пород в рамках конкретной геохимической серии может быть удовлетворительно объяснена фракционированием порообразующих минералов в процессе частичного плавления мантийного субстрата и последующей кристаллической дифференциации магматических расплавов. Этот вывод подтвержден количественными геохимическими соотношениями для ультрабазитов и базитов Маймеча-Котуйской провинции, Кузнецкого Алатау, Кавказа. Геохимические тренды дифференциации нередко прослеживаются и в области более кремнекислых составов, что особенно характерно для

субщелочных и щелочных серий, которые завершаются бенморейтами, муджирейтами, фонолитами и другими породами повышенной щелочности. Вместе с тем геохимическая специфика кварцнормативных средних и кислых пород, входящих в известково-щелочные серии, для ряда континентальных провинций лучше согласуется с моделью, которая связывает образование этих пород с частичным плавлением сиалического корового субстрата и смешением кислых коровых расплавов с мантийными базитовыми магмами. Именно таким путем были сформированы плиоцен-четвертичные вулканические серии Кавказа. В этом случае геохимическая общность мантийных и коровых изверженных пород, входящих в единые известково-щелочные и субщелочные серии, достигается не только процессами смешения, но, возможно, и однотипной метасоматической подготовкой мантийного и корового субстратов под влиянием глубинных флюидов, которые зарождаются в основании магматической колонны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баженов И.К. Геологическое строение и петрография нефелиновых пород Кузнецкого Алатау // Материалы по геологии Западной Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1963. Вып. 64. 335 с.
2. Барт Т. Состав и эволюция магмы южной части Срединного Атлантического хребта // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1981. Т. 1. С. 31–55.
3. Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 194 с.
4. Бородин Л.С., Гладких В.С. К петрологии щелочных базальтов Кузнецкого Алатау // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 12. С. 5–19.
5. Бородин Л.С., Лутков Р.И. Особенности распределения и индикаторная роль калия и рубидия в дифференцированных базальтовых сериях // Геохимия. 1982. № 9. С. 1219–1229.
6. Бородин Л.С., Лутков Р.И. Особенности распределения и индикаторная роль кальция и стронция в дифференцированных базальтовых сериях // Геохимия. 1983. № 9. С. 1280–1288.
7. Бородин Л.С., Лутков Р.И. Оценка щелочно-кальциевого параметра для геохимической типизации базальтоидных серий // Геохимия. 1985. № 6. С. 774–784.
8. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия и генезис вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки // Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977. С. 179–187.
9. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974. 374 с.
10. Гладких В.С. Особенности химического состава и некоторые вопросы генезиса ассоциаций щелочных оливиновых базальтов континентов и океанических островов // Геохимия магматизма. М.: Наука, 1982. С. 124–157.
11. Гладких В.С., Пятенко И.К. Толеитовые и щелочные оливиновые базальты рифтовых зон континентов // Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974. С. 206–220.
12. Гладких В.С., Боруцкая В.Л., Соловьев В.А., Логинова Л.Г. Элементы примеси в мегакристах полевых шпатов вулканических пород Прибайкалья // Сов. геология. 1983. № 4. С. 114–123.
13. Гоньшакова В.И. Некоторые геохимические особенности девонского магматического комплекса // Базит-гипербазитовый магматизм и минерогения юга Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1973. С. 137–163.
14. Горбунов Г.И., Макиевский С.И., Николаева К.А. Проявления палеозойской тектоно-магматической активизации на Балтийском щите // Докл. АН СССР. 1977. Т. 223, № 3. С. 442–445.
15. Довгаль В.Н., Широких В.А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1980. 215 с.
16. Зайцев Е.И., Сотсков Ю.П., Резников Р.С. Нейтронно-активационный анализ горных пород на редкие элементы. М.: Недра, 1978. 101 с.
17. Илюпин И.П., Каминский Ф.В., Францесон Е.В. Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978. 350 с.
18. Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 196 с.
19. Корзун В.П., Махнач А.С. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1977. 160 с.
20. Кутолин В.А. Состав верхней мантии и проблемы происхождения и рудоносности кайнозойских базальтоидных формаций // Магматические формации и петрология магматических горных пород. Новосибирск, 1981. С. 77–85.

21. Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. М., 1980. 162 с. (Тр. ГИН АН ГССР. Н. С.; Вып. 69).

22. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.

23. Мостовской А.И. Условия формирования щелочных массивов и связанных с ними нефелиновых руд в Кузнецком Алатау // Нефелиновое сырье. М.: Наука, 1978. С. 66–71.

24. Овчинников Л.Н., Бородин Л.С., Ляхович В.В. Геохимия магматических пород // Геохимия. 1970. № 4. С. 446–459.

25. Павленко А.С., Филипов Л.В., Перфильев А.С. Магматизм в развитии рифтов // Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975. С. 218–235.

26. Попов В.С. Смешение магм при формировании новейших вулканитов Кавказа // Вулканогения и сейсмология. 1981. № 1. С. 3–14.

27. Пугин В.А., Хитаров Н.И. Петрохимические признаки расслоения в базальтацитовых вариолитовых породах // Геохимия. 1984. № 1. С. 58–69.

28. Пятенко И.К., Егорова Н.Ф., Зильберман А.М., Чернышева Е.М. О возможной роли ликвации в генезисе меланократовых членов базальтовых серий // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 2. С. 441–443.

29. Румянцева Н.А. Формация щелочных базальтоидов западного склона Урала // Щелочные вулканические формации складчатых областей. М.: Недра, 1967. С. 132–268.

30. Фролова Т.И., Перчук Л.А. Вулканизм океанических островов и островных дуг // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1982. № 6. С. 27–39.

31. Ширинян К.Г. О кристаллизации апатита в лавах Сюникского вулканического нагорья // Зап. Арм. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва. 1970. Вып. 4. С. 165–170.

32. Abbey S. Studies in "Standard samples" for use in the general analysis of silicate rocks and minerals // Geostand. Newslett. 1980. Vol. 4, N 2. P. 163–190.

33. Beswick A.E., Carmichael J.S.E. Constraints on mantle source compositions imposed by phosphorus and the rare-earth elements // Contribs Mineral. and Petrol. 1978. Vol. 67, N 3. P. 317–330.

34. Butler J.C. Trends in ternary petrologic variation diagrams fact or fantasy? // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 9/10. P. 1115–1121.

35. Chen C.H., Frey F. Origin of Hawaiian tholeiite and alkali basalt // Nature. 1983. Vol. 302, N 5911. P. 785–789.

36. Clague D.A., Frey F.A. Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics Oahu: implications for oceanic mantle below Hawaii // J. Petrol. 1982. Vol. 23, N 3. P. 447–504.

37. Ewart A. The mineralogy and petrology of Tertiary: Recent orogenic volcanic rocks, with special reference to andesite-basaltic compositional range // Andesites/Ed. R.S. Thorpe. 1982. P. 25–95.

38. Fleischer M. Distribution of the lanthanides and yttrium in apatites from iron ores and its bearing on the genesis of ores of the Kiruna type // Econ. Geol. 1983. Vol. 78, N 5. P. 1007–1010.

39. Frey F.A., Green D.H. The mineralogy, geochemistry and origin of ilmenite inclusions in Victorian basanites // Geochim. et cosmochim. acta. 1974. Vol. 38. P. 1023–1059.

40. Frey F.A., Green D.H., Roy S.D. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South-Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data // J. Petrol. 1978. Vol. 19, N 3. P. 463.

41. Frey F.A., Prinz M. Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 38, N 1. P. 129.

42. Irvine T.N., Baragar W.R. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8. P. 523–548.

43. Jagues A.L., Green D.H. Anhydrous melting of Peridotite at 0–15 Kbar Pressure and the genesis of tholeiitic basalts // Contribs Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 73. P. 287–310.

44. Marsh B.D. On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma // Ibid. 1981. Vol. 78, N 1. P. 85–98.

45. Miller C.F., Mittlefehldt D.W. Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas // Geology. 1982. Vol. 10, N 3. P. 129–133.

46. Watson E.B. Two-liquid partition coefficients: experimental data and geoche-

mical implications//Contribs Mineral. and Petrol. 1976. Vol. 56, N 1. P. 473-482.

47. *Watson E.B.* Apatite and phosphorus in mantle Source regions: an experimental study of apatite-melt equilibria at pressures to 25 kbar//Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 51, N 2. P. 322-335.

48. *Watson E.B.* Basalt contamination by continental crust: some experiments and models//Contribs mineral. and Petrol. 1982. Vol. 80, N 1. P. 73-87.

49. *Wendlandt R.F., Eggler D.H.* Stability of sanidine + forsterite and its bearing on the genesis of potassic magmas and the distribution of potassium in the upper mantle//Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 51, N 1. P. 215-220.

50. *Wright T.L.* Presentation and interpretation of chemical data for igneous rocks//Contribs Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 48, N 4. P. 233.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
<i>Глава 1</i>	
Геохимические тренды базальтоидных серий и оценка кларков редких элементов (Л.С. Бородин)	5
Типизация базальтоидных серий по щелочно-кальциевому параметру	5
Тренды концентрации редких элементов и оценка их средних содержаний (кларков)	16
Тренды щелочности и мантийные источники базальтоидных магм	24
<i>Глава 2</i>	
Типы щелочных базальтоидов Русской платформы и их петрология (И.К. Пятенко)	39
Особенности щелочных базальтов Русской платформы	40
Щелочные бесполовошпатовые базальтоиды — их типы и условия образования	45
<i>Глава 3</i>	
Геохимические особенности и условия формирования вулканических ассоциаций Маймеча-Котуйской и Прибайкальской провинций (В.С. Гладких, С.М. Ляпунов, В.А. Соловьев)	65
Геологоструктурное положение и петрографический состав вулканических ассоциаций	65
<i>Глава 4</i>	
Щелочные базальтоиды Кузнецкого Алатау и тренды их магматической дифференциации (Л.Д. Туголесов, И.К. Пятенко, Л.С. Бородин)	114
Геологическое положение щелочных пород	114
Петролого-геохимические особенности вулканической серии	115
Щелочные интрузивные породы Кузнецкого Алатау	137
<i>Глава 5</i>	
Геохимия новейших вулканитов Кавказа и их происхождение (В.С. Попов, В.А. Семина, Ю.С. Николаенко)	143
Общие сведения о плиоцен-четвертичных вулканических сериях	143
Исходные аналитические данные и способ их систематизации	149
Геохимический тип плиоцен-четвертичных вулканических серий Кавказа	184
Эволюция вулканизма во времени	187
Латеральная зональность плиоцен-четвертичных вулканитов Кавказа	189
Происхождение плиоцен-четвертичных вулканических пород Кавказа в свете геохимических данных	210
Природа и тектоническое значение латеральной геохимической зональности Кавказского неовулканического пояса	225
Заключение	232
Литература	235

ГЕОХИМИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА

Утверждено к печати

*Институтом минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов*

Редактор Т.Б. Гришина

Художник С.А. Резников

Художественный редактор М.Л. Храмцов

Технический редактор Н.А. Торгашова

Корректор О.А. Разуменко

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 35201

Подписано к печати 26.01.87. Т — 05514

Формат 60 X 90 1/16

Бумага офсетная № 1

Гарнитура Пресс-Роман

Печать офсетная

Усл.печ.л. 15,0 + 0,3 вкл. Усл.кр.-отт. 15,7

Уч.-изд.л. 18,5. Тираж 650 экз.

Тип.зак. 1143. Цена 2 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485

Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени

1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

готовятся к выпуску:

Минералогические индикаторы генезиса эндогенных руд.

20 л. — 3 р.

В книге изложены результаты анализа минералогических материалов, характеризующих особенности форм, состава, структуры и фазовой неоднородности минералов в связи с оценкой возможности их использования в качестве индикаторов условий эндогенного рудообразования. Основные материалы получены авторами при многолетних исследованиях типоморфизма ряда минералов из классов самородных элементов, сульфидов, сульфосолей, отдельных окислов, карбонатов и силикатов.

Для минералогов, геологов и геохимиков.

Экзогенное рудообразование (Al, Ni, Mn)

20 л. — 3 р.

В сборнике на основе нового фактического материала рассмотрены условия образования, источники рудного вещества и закономерности распространения главных генетических типов месторождений бокситов, гипергенного никеля и марганца; дан анализ содержания понятия "теория формирования коры выветривания", и на примере конкретных месторождений СССР, Кубы, Индии, Вьетнама и других регионов мира, рассмотрены различные ее аспекты; впервые в СССР выделена щелочная марганцевая рудная провинция на Дальнем Востоке.

Для геологов, специалистов в области эндогенных рудных месторождений и коры выветривания.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":

Магазины "Книга-почтой":

252030 Киев, ул. Пирогова, 4. 197345 Ленинград, Петрозаводская, 7. 117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12.

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга-почтой"/. 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга-почтой"/. 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4. 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 10 /"Книга-почтой"/. 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 /"Книга-почтой"/. 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга-почтой"/. 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31. 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 /"Книга-почтой"/. 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга-почтой"/. 252030 Киев, ул. Ленина, 42. 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79. 252030 Киев, ул. Пирогова, 2. 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга-почтой"/. 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 /"Книга-почтой"/. 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84. 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга-почтой"/. 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57. 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2. 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16. 220012 Минск, Ленинский пр-т, 12 /"Книга-почтой"/. 103009 Москва, ул. Горького, 19-а. 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7. 630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51. 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 /"Книга-почтой"/. 142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8. 142292 Пушкино, Московской обл., МР. "В", 1. 620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 /"Книга-почтой"/. 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1. 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73. 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43. 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга-почтой"/. 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18.

2 р. 80 к.

4917

281275

4917 4 281275