

Академия наук
СССР



ГЕОХИМИЯ
ГЛУБИННЫХ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ
ПОРОД
И КСЕНОЛИТОВ

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Дальневосточный
Научный центр

Дальневосточный
геологический институт

ГЕОХИМИЯ ГЛУБИННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И КСЕНОЛИТОВ

3487



Издательство
"Наука"
Москва
1980



Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980.

В трех первых частях монографии рассматриваются особенности распределения микроэлементов в кимберлитах и глубинных ксенолитах Якутии, щелочных базальтах и глубинных ксенолитах Восточной Сибири, глубинных вулканических породах и ксенолитах континентальной части Дальнего Востока и островных дуг западной окраины Тихоокеанского пояса. В заключительной части работы обсуждаются общие вопросы геохимии глубинных образований: геохимические неоднородности нижней литосферы и их природа, геохимическая систематика базальтов, глубинные рудогенерирующие системы и ювенильные источники рудного вещества.

Табл. 92, ил. 16, библи. 298 назв.

Авторы:

И.Н.ГОВОРОВ, И.П.ИЛУПИН, А.Д.ХАРЬКИВ,
Э.Д.ГОЛУБЕВА, Е.П.ДЕНИСОВ

Ответственный редактор

академик В.С.СОБОЛЕВ

ВВЕДЕНИЕ

Глубинные породы и процессы их образования с течением времени все более привлекают внимание исследователей, так как изучение их не только дает ключ к познанию внутренних оболочек нашей планеты, но и помогает выяснять условия формирования и закономерности размещения эндогенных полезных ископаемых. Интерес к глубинным образованиям, к которым принято относить производные ультраосновных, основных и средних магм, в последние годы особенно усилился благодаря изучению лунных пород и обширным исследованиям в Мировом океане, возродившим на новом уровне концепции глобальной тектоники.

Наиболее значительные результаты достигнуты в области петрологии глубинных пород. Экспериментальные исследования процессов кристаллизации базальтовых и андезитовых расплавов при высоких температурах и давлениях, проведенные за рубежом (Г. Йодер, К. Тилли, Дж. Кеннеди, Ф. Бойд, Дж. Ингленд, Д. Грин, А. Рингвуд, Т. Грин, И. Кусиро, К. Ито и др.) и в нашей стране (Н. Хитаров, В. Пугин, А. Слуцкий, А. Годовиков, Ю. Геншафт, В. Жариков, И. Иванов, и другие исследователи), а также ряд обобщающих работ монографических материалов (Г. Йодер и К. Тилли, Ю. Кузнецов, В. Соболев, Ю. Шейнманн, Д. Грин и А. Рингвуд, В. Кутолин) позволили воссоздать условия образования магм различного типа в верхней мантии и нижней коре, выявить важную роль габбро-экологитового перехода в петрогенезисе, определить механизмы дифференциации магм и возникновения серий изверженных пород. Экспериментальные данные о высоких температурах кристаллизации магм были подтверждены прямыми определениями гомогенизации расплавных включений в минералах ультраосновных, основных, щелочных и некоторых кислых пород (В. Соболев, Т. Базарова, Л. Базаров, И. Бакуменко, Ю. Долгов, В. Костюк, Б. Наумов и др.).

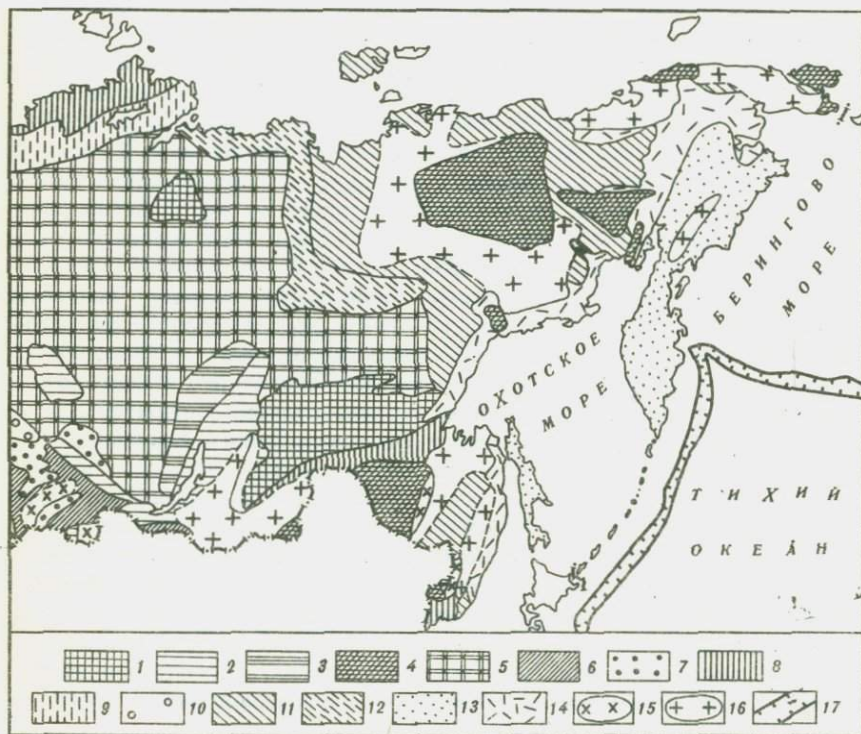
Объективные материалы по петрографическому составу верхней мантии и нижней коры получены в результате изучения ксенолитов ультраосновных и основных пород, вынесенных с больших глубин кимберлитами, щелочными базальтами и лавами островных дуг. Обобщение этих данных, проведенное большим коллективом ученых под руководством В. С. Соболева, позволило показать неоднородность верхней мантии, имеющей различный петрографический состав в геотектонических областях разного типа.

Большое значение для понимания глубинных вулканических процессов имеют результаты изучения образцов ультраосновных и основных пород, поднятых при драгировании срединных океанических хребтов.

Геохимическое изучение глубинных образований как у нас, так и за рубежом заметно отстает от их петрологического исследования. Появление интереса к изучению геохимии глубинных процессов в нашей стране связано с выходом работ А.П. Виноградова по зонной плавке хондритового материала и геохимической модели образования земной коры, основанной на действии этого механизма. Модель А.П. Виноградова, а также гипотеза Д.С. Коржинского о потоках трансмагматических растворов, зарождающихся непосредственно в мантии, придают большое значение глубинным магмам и флюидам как источникам рудного вещества при образовании эндогенных месторождений в земной коре. Однако под влиянием традиционных представлений о связи главной массы эндогенных месторождений с чисто коровыми палингенными гранитоидами именно они длительное время были главным объектом геохимических работ, тогда как изучение геохимии глубинных пород не практиковалось.

В последние годы объем исследований по изучению геохимии глубинных образований неуклонно возрастает. Наибольшее число публикаций посвящено геохимии кимберлитов, щелочно-ультраосновных пород, щелочных базальтов и габброидов. В меньшей степени изучены геосинклинальные базит-гипербазитовые интрузивы, платформенные расслоенные массивы ультраосновных и основных пород, а также базальты и гипербазиты срединных океанических хребтов. Наконец, совершенно недостаточно материалов по геохимии глубинных ксенолитов из кимберлитов, щелочных базальтов и лав островных дуг; метабазитов из докембрийских метаморфических комплексов; сплит-диабазовых комплексов древних и базальт-андезитовых комплексов молодых геосинклинальных систем; базальтов и андезитов орогенных и окраинно-континентальных вулканических поясов; толеитовых базальтов континентальной и океанической формаций.

Систематическое геохимическое изучение перечисленных образований позволило бы выявить геохимические неоднородности субстрата верхней мантии и механизмы протекавших в нем петрогенетических и геохимических процессов; установить закономерности миграции микроэлементов в ходе формирования земной коры начиная с протоконтинентальной раннеархейской стадии; уточнить некоторые механизмы образования глубинных магм, намеченные петрологическими исследованиями, и установить геохимические особенности пород различного генезиса; получить данные для разработки моделей глубинных рудогенерирующих систем. Все эти вопросы в той или иной степени решаются в настоящей монографии. Приступая в 1969 г. к подготовке геохимических данных, авторы полагали, что восточная окраина нашей страны — это один из немногих регионов, геологическое строение которых позволяет провести систематическое геохимическое изучение исключительно полной совокуности глубинных образований (фиг. 1).



Фиг. 1. Фрагмент схематической тектонической карты Евразии (по А.Л. Яншину и В.Н. Шацкому с дополнениями и упрощениями В.А. Павлова и М.Г. Руб)

1 - области дорифейской складчатости (кристаллические щиты);
 2 - области байкальской складчатости; 3 - краевые прогибы байкальской складчатости; 4 - дальневосточные массивы поздних байкалид и другие жесткие массивы в областях мезозойской складчатости; 5 - чехол древних и эпибайкальских платформ; 6 - области каледонской складчатости; 7 - средне- и верхнепалеозойские впадины в байкалидах и каледонидах; 8 - области герцинской складчатости; 9 - краевые прогибы герцинской складчатости; 10 - чехол эпипалеозойских платформ; 11 - области мезозойской складчатости; 12 - краевые прогибы мезозойской складчатости; 13 - области кайнозойской складчатости; 14 - мезо-кайнозойские вулканогенные пояса; районы развития рудоносных гранитоидных и монцонитоидных комплексов: 15 - палеозойского возраста, 16 - мезо-кайнозойского возраста; 17 - глубоководные желоба

Северо-западную часть этой территории составляет Сибирская платформа с ее траппами и кимберлитовыми полями Якутии. Примыкающие на востоке и юго-востоке к Сибирской платформе и ее Алдано-Становому щиту Яно-Колымская и Монголо-Охотская складчатые области, а также Сихотэ-Алинская складчатая область, с их древними срединными массивами (Омолонским, Тайгоносским, Охотским, Хингано-Буреинским, Ханкайским) охватывают широкий возрастной ряд эвгеосинклинальных базальтоидов, начиная от metabазитов раннего архея вплоть до спилитов и диабазов юры. Еще восточнее, в пределах Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости, прослеживаются эвгеосинклинальные базальтоиды мелового возраста, а в пределах Курильской островной дуги – позднемеловой офиолитовый комплекс (о. Шикотан) и субаэральные андезиты и базальты неоген-четвертичного возраста. Вулканизм орогенного и посторогенного типов широко представлен базальт-андезит-липаритовыми комплексами Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов, пролегающих вдоль границы области с корой континентального типа и переходной зоны с корой сокращенной мощности, которая на востоке граничит с впадиной Тихого океана. В зонах позднекайнозойской активизации складчатого обрамления Сибирской платформы распространены толеитовые и щелочные базальты. Кимберлиты и щелочные базальты континента, а также лавы Курильских островов содержат многочисленные ксенолиты ультраосновных и основных пород, позволяющие составить представление о геохимических особенностях нижней коры и верхней мантии Восточно-Азиатского сегмента Земли.

Авторы не смогли собрать и проанализировать представительные коллекции образцов по многим из перечисленных магматических комплексов и районов, поэтому предлагаемая работа ни в коей мере не претендует на полное решение сформулированных выше вопросов. Кроме того, авторы намеренно ограничились исследованием вулканических пород как образований, несущих наименее искаженную информацию о глубинных магмах. Поскольку эндогенное оруденение сопутствует интрузивным образованиям вулканоплутонических комплексов, становление которых связано со сложными процессами дифференциации магматических расплавов, явления геохимической и металлогенической специализации магм в работе не рассматриваются.

Необходимость анализа значительного числа проб пород и минералов, для которых затруднительно выделение большого количества чистого материала, на ряд микроэлементов различных геохимических групп побудило авторов принять в качестве основного метод количественного спектрального анализа. При этом был выбран вариант просыпки – воздушного дутья, позволяющий пользоваться относительно большими навесками, что обеспечивает представительность получаемых результатов. Специально разработанная в лаборатории спектрального анализа ДВГИ методика позволила одновременно определять в пробах силикатного состава 13 элементов (Ni,

Таблица 1

Аналитические параметры и коэффициенты корреляций интенсивностей линий элементов

Элемент	Аналитические линии определяемого элемента и элемента сравнения, нм	Потенциалы возбуждения, эВ	Интервал определения концентраций, %
Ni	305,08 - Та 296,33	4,09-4,43	$1 \cdot 10^{-4}$ - $1 \cdot 10^{-1}$
Co	345,35 - Та 331,12	4,02-4,44	$3 \cdot 10^{-5}$ - $1 \cdot 10^{-1}$
Cr	301,48 - Та 296,33	5,08-4,43	$1 \cdot 10^{-4}$ - $5 \cdot 10^{-1}$
V	318,34 - Та 296,33	3,91-4,43	$5 \cdot 10^{-5}$ - $1 \cdot 10^{-1}$
Ti	319,99 - Та 296,33	3,92-4,43	$1 \cdot 10^{-2}$ - $3 \cdot 10^{-1}$
	284,19 - Та 296,33	4,97-4,43	$1 \cdot 10^{-1}$ - 5
Cu	327,40 - In 293,26	3,78-4,49	$1 \cdot 10^{-5}$ - $1 \cdot 10^{-2}$
Zn	334,51 - фон	7,78	$5 \cdot 10^{-4}$ - $1 \cdot 10^{-1}$
Pb	283,31 - Та 296,33	4,37-4,43	$3 \cdot 10^{-4}$ - $1 \cdot 10^{-1}$
Ag	338,30 - Та 331,12	3,66-4,44	$1 \cdot 10^{-6}$ - $1 \cdot 10^{-3}$
Bi	306,77 - In 293,23	4,04-4,49	$1 \cdot 10^{-5}$ - $1 \cdot 10^{-2}$
Sn	317,50 - In 293,26	4,33-4,49	$5 \cdot 10^{-5}$ - $1 \cdot 10^{-1}$
Ga	294,36 - In 293,26	4,31-4,49	$1 \cdot 10^{-4}$ - $1 \cdot 10^{-2}$
Zr	327,30 - Та 331,12	3,95-4,44	$1 \cdot 10^{-4}$ - $1 \cdot 10^{-2}$
B	249,77 - фон	4,96	$1 \cdot 10^{-4}$ - $1 \cdot 10^{-1}$

Co, Cr, V, Ti, Cu, Zn, Pb, Ag, Sn, Ga, Zr, B) с использованием буферной смеси и элементов сравнения [69]. Анализ проводился по следующей схеме: пробы ультраосновных пород и минералов (навеска 50 или 100 мг для двух параллельных определений) перед съемкой растирали с буферной смесью (40% SiO_2 + 50% угольного порошка + 10% SrO) в отношении 1:1. Для пород основного и более кислого состава брали навеску 300 мг, которую вводили в плазму дуги одновременно с угольным порошком (200 мг). Для регистрации спектров использовался дифракционный спектрограф ДФС-8 и полуавтоматическая приставка УСА-5; экспозиция 30 с, сила тока 25А, отсос 3 м/с, ширина щели спектрографа 0,02 мм. Пластины спектральные, тип II, 16 ед. по ГОСТ.

В табл. 1 приведены все аналитические линии определяемых элементов и линии элементов сравнения. Аналитические градуировочные графики построены в координатах $\lg I_{\lambda}/I_{\lambda, \text{ср.}}$ - $\lg C$ с учетом интенсивности фона. Влияние состава породы на точность определения концентраций анализируемых элементов устанавливали методом "введено-найдено". Результаты сравнивали с эталонными пробами ИГЕМ АН СССР и стандартными пробами ГДР (табл. 2). Ошибки аналитических определений в пробах силикатного состава по данной ме-

Таблица 2

Сравнение установленных концентраций микроэлементов с содержаниями

Элемент	P-1003		ДИМ		ПИМ	
	Стандарт	ДВГИ,	Стандарт	ДВГИ	Стандарт	ДВГИ
Ni	14	15	21	17	1500	1500
Co	13	12	35	40	160	170
Cr	39	31	21	22	3000	2700
Cu	57	60	58	62	132	130
V	96	85	210	200	39	40
Ga	21	21	50	46	6,6	5,8
Zr	157	160	150	170	29	28
Sn	7,6	7,0	5,8	6,0	3,7	3,8
Pb	150	140	22	25	6,2	5,9
Zn	128	120	190	190	104	100
Ag	0,5	0,40	0,06	0,07	0,05	0,06
B	27	29	8,0	7,8	6,0	6,2
Ti	3200	3000	740	720	3100	2900

Примечание. P-1003 - гранодиорит, ДИМ - диабаз, ПИМ - перидотит, МИВ - миацит (стандарты СССР); гранит, сланец, базальт (стандарты ГДР).

тодике не превышают 5-7%. При анализе проб, имеющих повышенное содержание карбонатов (в нашем случае кимберлитов), возможно возникновение систематических ошибок, связанных с присутствием большого количества кальция, учет которых не производился.

Определение фтора велось из отдельной навески по методике, разработанной В.Г. Хитровым в лаборатории спектрального анализа ИГЕМ АН СССР. Съемка осуществлялась на приборе КСА-1 (стеклянная оптика) при ширине щели 0,03 мм, токе 18А на "хвосте" пламени, из навески 1 г с использованием установки УСА-5 и фотографической регистрацией спектра (пластинки репродукционные штриховые 16 ед. (по ГОСТ). Фотометрировались второй кант молекулярной плоскости фтористого кальция 5291 Å и фон у ее длинноволнового края. Перед съемкой пробы и эталоны смешивались в отношении 1:1 с СаО и СаСО₃. Чувствительность анализа 3·10⁻³%.

Определение вольфрама и молибдена проводилось по усовершенствованному колориметрическому методу Н.А. Степановой [235] с использованием цинк-дигиола и экстракцией образующихся комплексных соединений вольфрама и молибдена изамилацетатом. Чувствительность метода 4·10⁻⁵% при определении обоих металлов в навеске 1 г. Для определения тантала была использована усовершенствованная фотоколориметрическая методика с кристаллиолетом и экстракцией бензолом, позволяющая определять в навеске 1 г 1·10⁻⁴% [164]. Ниобий определялся фотоколориметрическим методом с реактивом кислотный хромфиолетовый "К", чувствительность метода 5·10⁻⁴% [23]. Определение бериллия производилось флуориметрическим мориновым методом на приборе ФО-1, чувствительность

в стандартах СССР и ГДР, с·10⁻⁴%

МИВ		Гранит		Сланец		Базальт	
Стандарт	ДВГИ	Стандарт	ДВГИ	Стандарт	ДВГИ	Стандарт	ДВГИ
6,3	6,5	7,5	6,4	38	42	55	59
4,8	4,0	4	5,4	14	14	34	29
16	14	10	12	76	85	123	130
54	50	7	10	51	49	45	50
30	25	11	10	105	118	180	140
44	42	14,2	14,8	23	30	15	14
770	700	150	180	175	163	98	100
7,8	8,5	4,5	5,0	6,0	5,5	2,0	2,0
9,4	8,5	28	35	7	6,0	12	10
62	64	39	32	55	55	110	112
0,06	0,067	0,1	0,12	0,06	0,064	0,06	0,05
6,0	6,3	14	15	92	100	15	16
24600	23000	6000	5000	20000	22000	2000	1800

1·10⁻⁶% В₂O при навеске 1г. При анализе проб на золото применялись два метода - спектрохимический с повышенной чувствительностью (2·10⁻⁸%), по варианту Н.Т. Воскресенской с соавторами [47], и нейтронно-активационный в качестве контрольного.

Все спектральные анализы выполнены Э.Д. Голубевой, а колориметрические - коллективом аналитиков под руководством Е.А. Лаговской, которая совместно с С.П. Славкиной выполнила большое количество полных анализов силикатов (оливин, пироксены, гранат и др.) из уменьшенных навесок (200-400 мг). Эти данные положены в основу глав по геохимии глубинных ксенолитов. Проведение всей массы аналитических работ в лабораториях одного Института по единым методикам постоянным составом аналитиков во многом способствовало возможности проведения широких геохимических сопоставлений и общему успеху исследования.

Участие основных авторов в составлении отдельных глав монографии указано в содержании. Дополнительно необходимо отметить, что в главе 3 использованы материалы И.П. Илупина, а также сотрудников алмазной лаборатории ЦНИГРИ А.И. Пономаренко и В.П. Серенко. Глава 4 написана на основании данных аналитической обработки коллекций, подготовленных сотрудниками Амакинской экспедиции Г.Г. Камышевой и М.С. Машаком, сборов А.Д. Харькина, Н.И. Говорова, И.П. Илупина и проб пород ленского комплекса, переданных В.А. Амузинским. В главе 5, кроме материалов Е.П. Денисова, использованы анализы образцов базальтов и ксенолитов вулкана Хорог (МНР), переданных авторам В.А. Гаскиной. Геохимическое исследование метабазитов проведено по коллекциям, собран-

ным М.А. Мишкиным, О.В. Авченко, А.И. Ромашкиным, Л.П. Карсаковым; геосинклинальных базальтоидов фанерозоя – по коллекциям В.М. Афанасьевой, И.Н. Говорова, А.Ф. Шехоркиной, Г.И. Архипова, Л.А. Будик; орогенных базальтов и андезитов – по коллекциям И.Н. Говорова и, частично, Ю.С. Бретштейна, И.З. Бурьяновой, В.Г. Гоневчука, Н.С. Никольского, Б.И. Семеняка. М.А. Мишкин, О.В. Авченко, Л.П. Карсаков и В.М. Афанасьева приняли участие в составлении соответствующих глав. В основу главы 10 положены материалы Э.Д. Голубевой. Кроме того, использованы частные коллекции Е.П. Денисова по вулканам Верхне-Анойской группы, Г.Н. Степанова по Средне-Хорскому, А.В. Олейникова по Верхне-Бикинскому, А.А. Стрижковой по Средне-Арминскому и Е.Е. Абрамовой по Андриановскому щелочно-базальтовым выходам. При подготовке материалов для главы 11, в которой принимала участие Е.А. Лаговская, наряду с коллекциями Э.Д. Голубевой и Е.П. Денисова использованы также сборы упомянутых выше геологов. Глава 12 написана И.Н. Говоровым и Г.И. Говоровым по материалам, собранным ими при участии Г.П. Василенко на островах южного отрезка Курильской гряды, и по материалам с островов юго-восточной части Тихоокеанского пояса, переданным в распоряжение авторов Г.Б. Удинцевым и Н.А. Куренцовой.

Получение перечисленных коллекций способствовало расширению исследований, поэтому авторы искренне благодарны геологам, предоставившим свои коллекции, а также химикам, выполнившим большой объем аналитических исследований.

Авторы выражают глубокую признательность академику В.С. Соколову, взявшему на себя труд прочитать и отредактировать работу.

Часть I

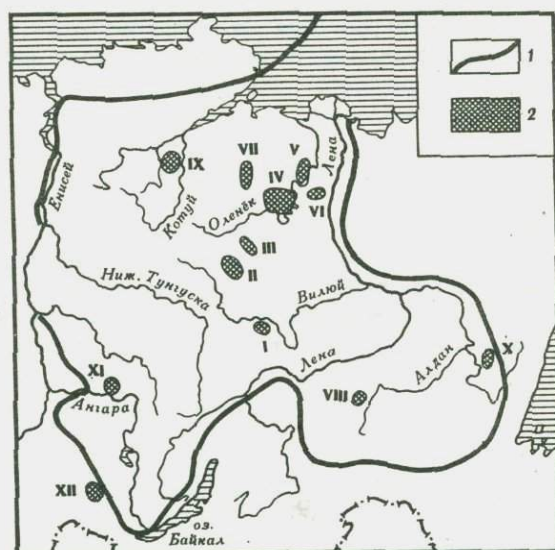
ГЛУБИННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Глава I

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

О ГРАНИЦАХ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

По этому вопросу у исследователей нет единой точки зрения. Одни авторы относят к кимберлитовой провинции большую часть Сибирской платформы, либо рассматривают положение отдельных полей



Фиг. 2. Схема расположения районов кимберлитового вулканизма на Сибирской платформе (по Е.В. Францессон и Б.И. Прокопчуку с упрощениями А.Д. Харькива)

1 - граница Сибирской платформы; 2 - районы кимберлитового вулканизма: I - Мало-Ботуобинский, II - Далдыно-Алаakitский, III - Верхне-Мунский, IV - Средне-Оленекский, V - Нижне-Оленекский, VI - Приленский, VII - Куонапский, VIII - Алданский, IX - Меймеча-Котуский, X - Ингилийский, XI - Чадобецкий, XII - Белозиминский

(районов) кимберлитового вулканизма (магматизма) в пределах всей Сибирской платформы, обходя молчанием вопрос о контурах провинции [169, 254, 117]. Вероятно, более обосновано мнение авторов сборника "Структурный контроль правления кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы" [236], которые считают Якутской кимберлитовой провинцией территорию от Мало-Ботуобинского кимберлитового поля на юге до Куонамского района и Куойского поля на севере (фиг. 2). Разный подход к определению границ провинции привел к неодинаковой терминологии при обозначении групп кимберлитовых полей (районов), которые противопоставляются друг другу во многих работах. Мало-Ботуобинское, Алакитское, Далдынское и Верхне-Мунское кимберлитовые поля на фоне Сибирской платформы (в целом) рассматриваются как "центральные", а в пределах Якутской провинции [236] как "южные". Чомурдахское и более северные кимберлитовые поля в обоих случаях оказываются "северными", хотя сторонники концентрического строения провинции (В.А. Милашев, Ф.В. Каминский) иногда подчеркивают их "периферическое" расположение.

Кимберлитовую провинцию большинство исследователей подразделяют на районы и поля, причем термин "поле" в последние годы прочно вошел в литературу, и разногласия между авторами в основном сводятся к тому, как называть те или иные группы кимберлитовых тел [169, 236, 58].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Авторы работы сборника "Структурный контроль..." [236] считают главными факторами, контролирующими распределение кимберлитовых районов и кимберлитовых полей на территории Якутской провинции, продольные и поперечные долгоживущие глубинные мантийные разломы, вдоль которых происходят скачкообразные изменения глубины залегания поверхностей Конрада, Мохоровичича и внутримантийной границы M_2 . Высказывается предположение, что наиболее важны разломы, ограничивающие приподнятые блоки земной коры и верхней мантии с неглубоким залеганием поверхности Мохоровичича (около 30 км) и с самым высоким на платформе гипсометрическим положением границы M_2 (40-42 км). Указаны три основных признака размещения кимберлитовых полей:

- 1) приуроченность полей к склонам рельефа фундамента с небольшой (до 2-3 км) мощностью чехла;
- 2) приуроченность полей к склонам крупных пологих поднятий чехла и флексурным перегибам;
- 3) положение полей на участках пересечения разновозрастных и разноглубинных глубинных разломов, образующих сложные сочетания.

В.А. Милашев [169] подчеркивает приуроченность кимберлитовых полей (в пределах Сибирской платформы) к районам с минимальной глубиной залегания поверхности Мохоро, пониженной толщиной

консолидированной коры и, отчасти, базальтового слоя. Действительно, на приводимой им схеме [169] Верхне-Мунское, Чомурдахское и значительная часть более северных кимберлитовых полей Якутии располагаются на пространствах с минимальной (менее 35 км) глубиной залегания поверхности Мохо, с минимальной (менее 32,5 км) мощностью консолидированной коры и с пониженной (менее 15 км) мощностью базальтового слоя. Однако на той же схеме такие широко известные кимберлитовые поля, как Алакитское и Далдынское, приурочены к площадям со "средней" глубиной поверхности Мохо, "средней" мощностью коры и "повышенной" мощностью базальтового слоя.

Рассматриваемые в настоящей работе поля развития кимберлитов и пикритовых порфиров располагаются в краевых частях крупных структур первого порядка — Анабарской и Алданской антеклиз. В пределах Анабарской антеклизы размещены основные районы кимберлитового вулканизма. Мало-Ботуобинское, Алакитское и Далдынское поля связаны с зонами разломов на границе Анабарской антеклизы с Тунгусской и Вилкойской синеклизами. Верхне-Мунское поле находится в юго-восточной части Анабарской антеклизы. На восточном склоне Анабарской антеклизы, в пределах Суханского прогиба, расположены кимберлитовые трубки, дайки и жилы Чомурдахского и Омонос-Кутугунского полей. На восточном склоне Анабарского щита и прилегающей территории находятся кимберлитовые тела Мало-Куонамского, Лучаканского, Средне-Куонамского и Нижне-Куонамского полей. На продолжении восточного склона Анабарского щита, в бассейне р. Мерчимден располагается Мерчимденское поле, а в бассейнах рек Куойка и Беенчима — Куойское (Беенчима-Куойское) поле. Верхне-Молодинское и Толуопское поля (объединяемые в Приленский район) приурочены к области сочленения северо-восточного склона Анабарской антеклизы с Приверхоянским краевым прогибом. Своеобразные ингилитовые трубки и дайки встречены на восточной окраине Алданского щита.

ВОЗРАСТ КИМБЕРЛИТОВ

До недавнего времени большинство исследователей считали, что кимберлитовые тела северных полей Якутской провинции (Чомурдахского и более северных) внедрились в мезозойское время, тогда как кимберлиты южных полей — палеозойские. Авторы книги "Структурный контроль..." [236, с. 9] указывают, что, по мнению В.В. Еловских, имели место две главные эпохи кимберлитобразования на Сибирской платформе: позднекаледонская (средний палеозой) и мезозойская (поздняя юра — ранний мел и, возможно, триас). Далее говорится: "Большинство же исследователей сходятся в мнении о существовании трех эпох кимберлитобразования". Первая эпоха — среднепалеозойская, по мнению В.В. Ковальского и Ф.Ф. Брахфогеля — раннекарбоновая; вторая эпоха начинается в среднем —

позднем триасе и завершается в начале юрского времени; третья эпоха – позднелюрская–раннемеловая. К первой эпохе относятся кимберлиты Мало–Ботубинского, Алакитского, Далдынского и, по–видимому, Верхне–Мунского полей; ко второй – кимберлиты Чомурдахского, Западно– и Восточно–Укукитского, Куранахского, Лучаканского и всех Куонапских полей (терминология авторов цитируемой книги); к третьей эпохе – Куойское, Мерчимденское, Молодинское и Толуупское поля. Три эпохи выделяет и В.А. Милашев [168].

Уточнить представление о возрасте кимберлитов Якутии помогли определения абсолютного возраста кимберлитов по трекам деления в цирконе [127, 129]. Исходным для данного метода является то обстоятельство, что треки в цирконах начинают накапливаться после остывания ниже 400–300°C, то есть после становления кимберлитовых трубок. Одним из наиболее интересных результатов, полученных А.Н. Комаровым с соавторами, явился древний (палеозойский) возраст всех изученных трубок Чомурдахского и Мерчимденского полей. В.А. Милашев [169, с. 21–22] справедливо отмечает, что данные метода треков “могут быть искажены под воздействием более молодых интрузий”. Добавим, что не только интрузии, но и достаточно высокотемпературные гидротермы могут привести к уничтожению треков. Но дело в том, что для Чомурдахского и Мерчимденского полей получены не более молодые, а более древние значения возраста, чем требуется по схеме В.А. Милашева. Тепловое воздействие интрузий и гидротерм может привести лишь к кажущемуся омоложению возраста.

Другой вывод, полученный по трекам деления в цирконе, – существование лишь двух эпох кимберлитового вулканизма – среднепалеозойской (максимум замеров приходится на интервал 320–380 млн. лет) и мезозойской (наибольшее число замеров – в интервале 130–170 млн. лет), что соответствует представлениям В.В. Еловских. Каждая из этих эпох растянута во времени на десятки миллионов лет, причем разновозрастные трубки могут располагаться в пределах одного кимберлитового поля, иногда – в непосредственной близости (1–5 км) одна от другой. Разновозрастность кимберлитов в пределах одного поля подтверждает высказывание В.Ф. Кривоноса и Б.И. Прокопчука [133] и противоречит мнению В.А. Милашева о практической синхронности (в геологических масштабах времени) внедрения кимберлитов в пределах каждого отдельно взятого поля [169].

РАЗМЕР И ФОРМА КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ

В Якутской кимберлитовой провинции известны кимберлитовые трубки, дайки и жилы. Четкости в применении этих терминов нет; так, Надежная Чомурдахского поля в одних работах названа дайкой, в других – трубкой. Кимберлитовые жилы, изученные в Южной Африке, в Якутской провинции пока достоверно не обнаружены.

Кимберлитовые трубки представляют собой вертикальные (или близкие к вертикальным) тела, округлого или овального сечения, постепенно сужающиеся книзу. Для некоторых трубок Африки установлен переход с глубиной в дайки. Размер (поперечник) трубок в плане варьирует в широких пределах — от 10–20 м до нескольких сотен метров.

При движении с юга на север Якутской кимберлитовой провинции отмечается уменьшение размеров (в плане) кимберлитовых трубок и возрастание роли тел резко удлиненной формы — даек и жил. Сотрудники Якутского филиала СО АН СССР склонны объяснять это заметным возрастанием с юга на север величины денудационного среза — от 200 м в Мало-Ботуобинском поле до 2400–2800 м в Куонапском районе [236]. Однако есть и другие оценки величины эрозионного среза — 300–350 м для Далдыно-Алаkitского и 150–350 м для Средне-Оленекского района — иными словами, слабое уменьшение эродированности с юга на север [167]. Кроме того, подчеркнем, что закономерность изменения размеров и форм тел (при движении с юга на север) далека от идеальной. Так, одна из крупнейших в Якутии трубок — Аэрогеологическая, находится в одном из северных полей — Верхне-Моторчунском. Максимальное относительное (по отношению ко всем обнаруженным телам) количество даек и жил зафиксировано в Омонос-Кутугунском поле, для которого геологи Якутского филиала СО АН СССР дают заметно более слабый денудационный срез (1800 м), чем для Куонапского района.

При петрохимических и геохимических исследованиях целесообразно изучать образцы наиболее крупных (в первую очередь) кимберлитовых тел каждого данного поля; химизм кимберлитов крупных трубок отражает особенности химического состава наиболее значительных (следовательно, наиболее характерных) порций кимберлитовой магмы. С другой стороны, весьма интересны кимберлиты некоторых мелких трубок, зачастую резко отличающиеся по петро- и геохимическим особенностям от большинства кимберлитовых тел данного поля. Так, апофиза трубки Искорка Алаkitского поля характеризуется весьма высоким содержанием титана (3,91% TiO_2), а юго-западная часть трубки Коллективная того же поля — напротив, крайне низким содержанием титана (0,09% TiO_2); среднее по Алаkitскому полю — 1,47% TiO_2 . В Далдынском поле разновидности кимберлита трубки Загадочная содержат 1,5–2,5% K_2O , тогда как среднее по Далдынскому полю — 0,45% K_2O .

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ

Большинство хорошо изученных кимберлитовых тел имеют сложное строение; при этом, чем детальнее выполняется исследование трубки, тем, как правило, больше разновидностей удается выделить в ее пределах. То обстоятельство, что для многих кимберлитовых тел

Куонапского района в литературе указывается лишь одна разновидность кимберлита (простое строение), объясняется, скорее всего, тем, что соответствующие трубки слабо изучены, да и вскрыты единичными горными выработками.

В наиболее упрощенном виде для сложной трубки можно рассматривать две разновидности, образовавшиеся в ходе двух последовательных фаз внедрения: брекчию (1-й этап) и "крупнопорфировый" кимберлит (2-й этап). От первого ко второму этапу внедрения, как правило, в кимберлитах уменьшается количество кальция, возрастает содержание титана и общего (суммарного) железа. Некоторые группы трубок (по 2-3 трубки) в Далдынском поле обнаружили те же черты различия и сходства, которые установлены для сложных трубок; вероятно, трубки в таких группах образовались так же, как и сложные (сдвоенные), за счет одного локального магматического очага и в той же последовательности: вначале брекчия, затем "крупнопорфировый" кимберлит.

ЗОНАЛЬНОСТЬ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОЛЕЙ

Обобщение результатов большого числа анализов позволило выявить геохимическую зональность Далдынского кимберлитового поля — закономерные различия между трубками центральных и периферических частей по величине калий-рубидиевого отношения и по содержанию лития (см. ниже — [148]). Эти же показатели позволили высказаться в пользу самостоятельности группы трубок в северной части Алакитского кимберлитового поля, в пользу целесообразности выделения Верхне-Молодинского и Толоупского полей в пределах Приленского района.

Вне всякого сомнения, выявленная концентрическая геохимическая зональность Далдынского поля обусловлена определенным ходом развития единого магматического очага. Было высказано предположение, что кимберлитовые тела центральной части поля внедрились ранее, чем тела, расположенные по периферии [148].

Рассматриваемые в настоящей работе данные о распределении в кимберлитах некоторых микроэлементов позволяют, как будет показано, уточнить представление о геохимической неоднородности некоторых кимберлитовых полей Якутской провинции.

КСЕНОЛИТЫ В КИМБЕРЛИТАХ

Большое значение для изучения разреза, прорываемого кимберлитовыми телами, имеют разнообразные ксенолиты, присутствующие в кимберлитовых телах. В общем наиболее обильны ксенолиты нижнепалеозойских (вмещающих) осадочных, существенно карбонатных пород. На втором месте по распространенности стоят ксенолиты кристаллических пород фундамента. Наименее распространены (обычно состав-

ают значительно менее 1% по объему), но вызывают особый интерес исследователей ксенолиты (включения, нодулы) предположительно мантийных пород — периодотитов (гранатовых и безгранатовых) и эклогитов.

По обилию и набору глубинных (мантийных?) включений соседние кимберлитовые трубки могут заметно отличаться друг от друга. Вероятные причины этого рассматриваются в ряде работ.

Наиболее детально изучены глубинные включения кимберлитовых трубок Мир (Мало-Ботуобинское поле), Удачная-восточная и Удачная-западная (Далдынское поле), Обнаженная (Куойское поле).

Глава 2

ОБЩИЙ ОЧЕРК ГЕОХИМИИ КИМБЕРЛИТОВ И ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ ЯКУТИИ

3487

За последние годы опубликован ряд работ, в которых приводятся более или менее подробные сводки по особенностям химизма и геохимии кимберлитов Якутии. Чтобы избежать повторений, мы приведем в настоящей главе лишь самые необходимые сведения, сопоставим данные разных авторов, и более подробно остановимся на содержании тех элементов, для которых массовые количественные определения в кимберлитах Якутии выполнены впервые; это — вольфрам, молибден, бериллий, олово, галлий и некоторые другие.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ КОМПОНЕНТЫ

Для вычисления средних химических составов кимберлитов Якутии нами использованы результаты более 1500 отдельных силикатных анализов. Средние данные по трубке или дайке, или по отдельному блоку внутри трубки (для большинства детально изученных кимберлитовых трубок выявлено сложное строение) вычислялись как средние арифметические из имеющихся результатов. При наличии большого количества данных по какому-то объекту вначале вычислялись средние арифметические для каждой лаборатории (аналитика), а затем подсчитывались средние арифметические из этих средних. Среднее по кимберлитовому полю подсчитывалось как среднее арифметическое из данных по отдельным объектам (трубкам, дайкам, блокам).

Многие авторы отмечали существенные различия петрохимических характеристик кимберлитов южных полей Якутской провинции (Мало-Ботуобинское, Алакитское, Далдынское, Верхне-Мунское) и кимберлитов северных полей (Чомурдахское и более северные). Прежде всего, для северных полей в целом характерно повышенное содер-

жание железа, титана, алюминия, калия [167]. Среди северных полей резко выделяется Куойское [105], кимберлиты которого по ряду признаков близки к кимберлитам южных полей. Среди южных полей особняком стоит Мало-Ботубинское; здесь интенсивно проявились процессы выветривания, что привело к нарушению "нормальных" для кимберлитов соотношений макрокомпонентов. Кроме того, по-видимому, невыветрелые образцы кимберлитов Малой Ботубии имеют своеобразный состав — в частности, повышенное отношение алюминия к титану.

Учитывая перечисленные особенности химизма, для наиболее общей характеристики состава кимберлитов Якутии мы подсчитываем среднее по кимберлитам южных полей (без Мало-Ботубинского) и среднее по кимберлитам северных полей (без Куойского). Состав кимберлитов Якутии в целом вычисляем из средних по южным и северным полям, принимая соотношение 70:30, что примерно отвечает соотношению площадей выхода на поверхность изученных кимберлитовых тел юга и севера Якутской провинции. Полученные таким образом средние цифры приведены в табл. 3. Для северных полей не приняты в расчет кимберлиты Мерчимденского поля (поскольку здесь для многих объектов не определена углекислота), а также пикритовые порфириды (близкие к кимберлитам породы, не содержащие пирропа и алмаза) разных полей. С целью сравнения приведено среднее из 623 анализов кимберлитов Якутии [109] и среднее по ингилитам [116]. Ингилиты рассматриваются как породы, переходные между кимберлитами и калиевыми пикритами [186].

Среднее из 623 анализов мало отличается от подсчитанного нами среднего. Заметная разница для натрия объясняется тем, что в ряде старых анализов натрия был заметно завышен, а при написании работы 1971 года еще недоставало аналитических данных, чтобы полностью заменить старые данные по натрию более достоверными новыми. Из таблицы хорошо видно своеобразие кимберлитов Куойского поля, в частности — низкое содержание титана и алюминия, высокое — серы. Столь же высокая сера в среднем из 623 анализов объясняется тем, что в число этих образцов вошло большое количество обогащенных серой кимберлитов трубок Мир, Удачная-Западная и Удачная-Восточная. При подсчете средних в настоящей работе каждая из этих трубок рассматривается как один объект, что и привело к получению значительно более низких средних данных для серы.

Ингилиты отличаются от кимберлитов заметно повышенными концентрациями титана, алюминия, железа, низким содержанием магния, соответственно — повышенным отношением кремния к магнию и пониженным — магния к общему железу.

Среди породообразующих компонентов кимберлитов наибольший интерес представляют железо, титан, алюминий, калий и фосфор. В.А. Милашев [167] показал, что содержание этих компонентов в кимберлитах при вторичных процессах существенно не изменяется, и предложил называть их "показательными компонентами".

Таблица 3

Химический состав кимберлитов Якутии и ингилитов (% массы)

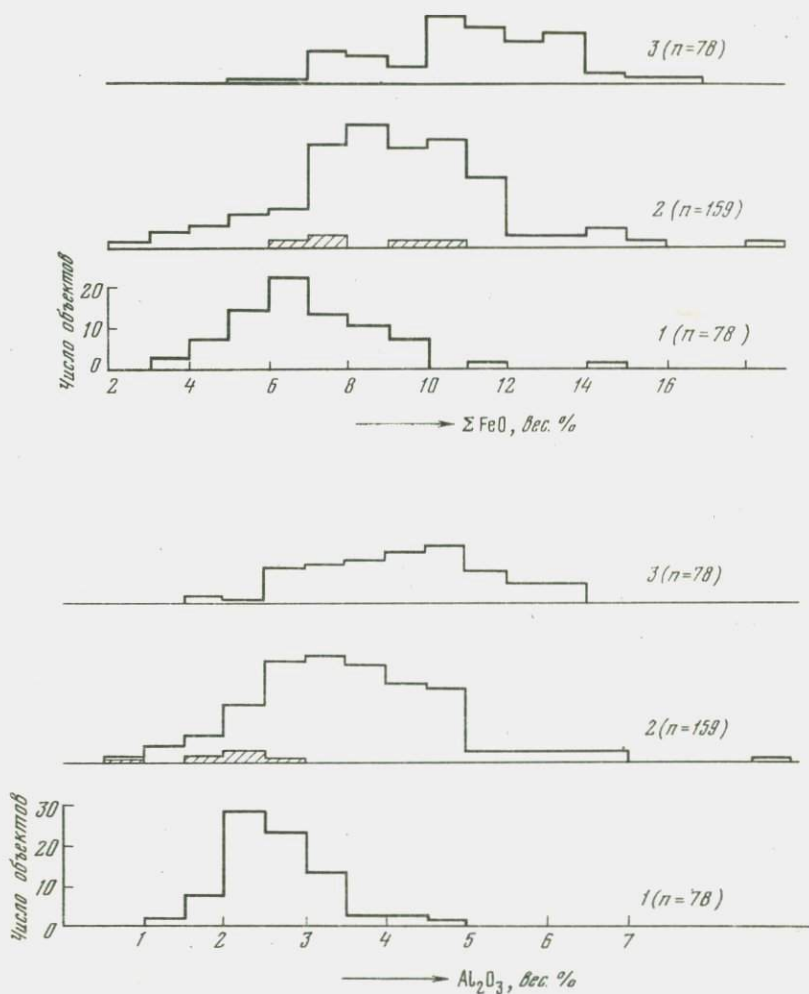
Компоненты	Кимберлиты Якутии					Ингилиты, среднее из 37 анализов
	южные поля (70 объектов)	северные поля (101 объект)	в целом	Куойское поле (7 объектов)	Среднее из 623 анализов	
SiO ₂	27,37	26,75	27,18	31,46	27,64	29,74
TiO ₂	1,67	2,75	1,99	0,79	1,65	5,33
Al ₂ O ₃	2,67	3,71	2,98	1,98	3,17	5,53
Cr ₂ O ₃	0,145	0,111	0,135	0,12	0,14	0,10
Fe ₂ O ₃	5,63	6,52	5,90	3,65	5,40	10,48
FeO	1,77	3,62	2,32	4,64	2,75	5,46
MnO	0,113	0,168	0,13	0,151	0,13	0,17
MgO	25,96	21,74	24,69	31,59	24,31	10,06
CaO	12,86	14,05	13,22	8,81	14,13	15,69
Na ₂ O	0,12	0,13	0,12	0,14	0,23	0,45
K ₂ O	0,41	1,26	0,66	0,43	0,79	1,04
P ₂ O ₅	0,47	0,82	0,58	0,41	0,55	0,72
S _{общ}	0,082	0,10	0,087	0,24	0,24	0,07**
CO ₂	10,37	9,97	10,25	8,50	10,84	} 15,00
П.п.п.	10,16	8,11	9,54	5,83	7,89	
Сумма	99,80	99,809	99,782	99,941	100,00*	99,84**
Σ FeO	6,84	9,49	7,63	7,92	7,61	14,89
SiO ₂ /MgO	1,05	1,23	1,10	1,00	1,14	2,96
MgO/Σ FeO	3,80	2,29	3,24	3,99	3,19	0,68

* В сумму входит NiO - 0,14%.

** В работе [116] сера показана в виде SO₃ - 0,17%; здесь сера пересчитана на S_{общ}, соответственно изменилась сумма.

На гистограммах (фиг. 3) показан характер распределения титана, алюминия, общего железа и фосфора в кимберлитах и пикритовых порфиридах Якутской провинции. Использованы данные для 78 объектов южных кимберлитовых полей провинции (включая Мало-Ботуобинское); 159 объектов для кимберлитов и 78 объектов для пикритовых порфиридов северных полей провинции. Штриховкой выделены участки гистограмм, отвечающие кимберлитам Куойского поля.

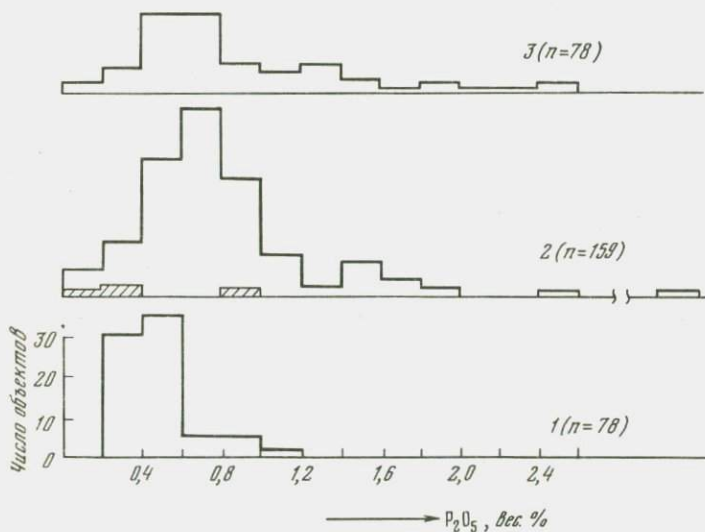
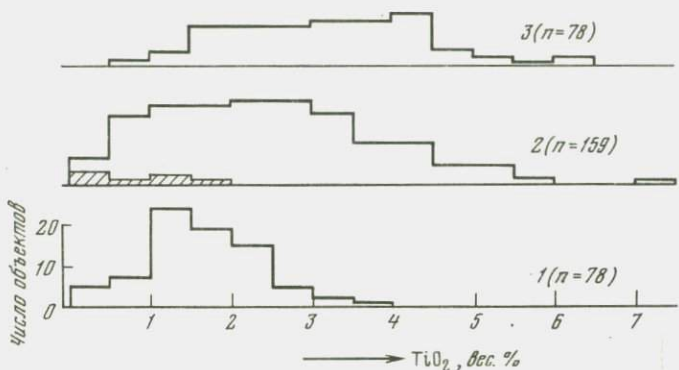
Для северных полей, помимо повышенных средних содержаний, характерна в общем большая дисперсия (разброс) содержаний. Пик-



Фиг. 3. Гистограммы распределения окислов железа, алюминия, титана, фосфора в кимберлитах Якутии (данные по Куойскому полю показаны заштрихованными прямоугольниками)

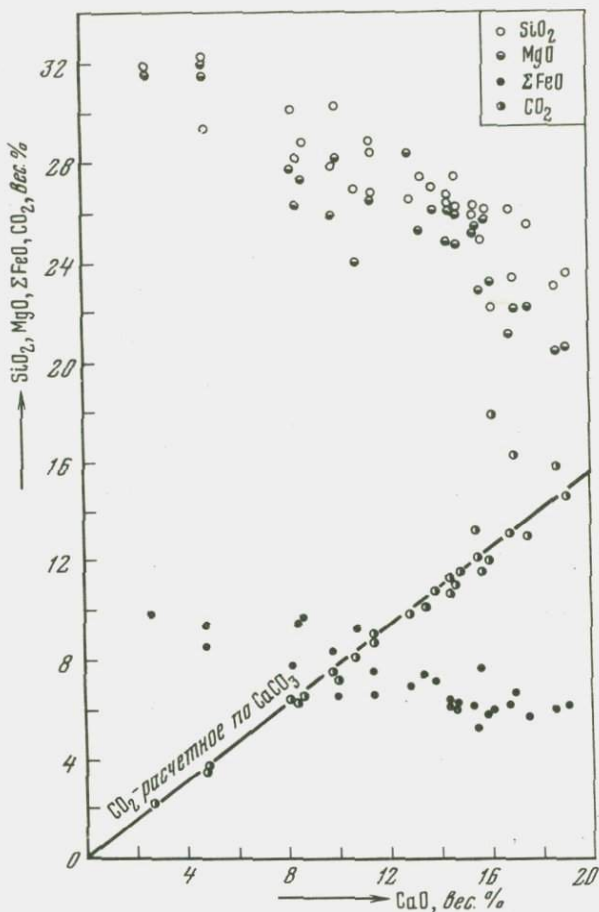
1 - кимберлиты Южных полей, 2 - кимберлиты Северных полей, 3 - пикритовые порфириты Северных полей

ритовые порфириты северных полей несколько обогащены титаном, алюминием и железом по сравнению с кимберлитами тех же полей, но практически не отличаются по содержанию фосфора. Если обратиться к сопоставлению кимберлитов и пикритовых порфиритов в пределах отдельных кимберлитовых полей Якутии, то в одних случаях различия оказываются резкими (Чомурдахское, Куойское по-



ля), в других – практически отсутствуют (Средне-Куонамское, Нижне-Куонамское поля).

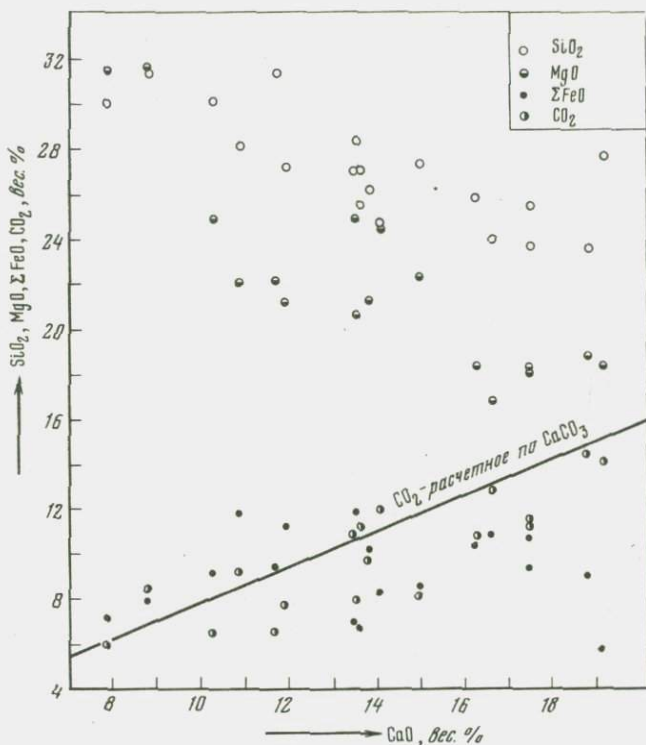
Характерная особенность кимберлитов – присутствие в их составе существенных количеств карбоната (прежде всего кальцита). Детальные петрографические наблюдения, геохимические данные, интерпретация результатов экспериментальных исследований – все это позволяет высказаться в пользу глубинного происхождения находящегося в кимберлитах карбоната (за исключением приконтактных частей ряда кимберлитовых тел, где имел место привнос карбоната из вмещающих нижнепалеозойских осадочных пород). Ким-



Фиг. 4. Корреляционный график петрогенных компонентов кимберлитов Далдынского поля

берлиты можно рассматривать как породы, состоящие из карбонатной (карбонатитовой?) и окисно-силикатной составляющих, соотношения между которыми могут широко варьировать. В.А. Милашев [167] показал графически и аналитически существование сильной положительной связи углекислоты и кальция, сильной отрицательной связи углекислоты и кремния, углекислоты и магния в кимберлитах Якутии. Однако В.В. Ковальский, К.Н. Никишов и Г.В. Зольников [124] ставят под сомнение корректность этих сопоставлений.

Для проверки правомочности сопоставлений карбонатной и окисно-силикатной составляющих мы использовали данные для отдельных объектов относительно хорошо изученного Далдынского кимберлитового поля, сопоставив содержание кальция с содержаниями кремния, магния, общего железа и углекислоты (фиг. 4). На графике отчет-



Фиг. 5. Корреляционный график петрогенных компонентов кимберлитов Якутской провинции

ливо видна обратная связь кальция с кремнием, магнием и железом, прямая — с углекислотой; при этом в кимберлитах, наиболее богатых кальцием, концентрация углекислоты заметно превышает ее расчетное (по кальциту) содержание; очевидно, здесь совместно с кальцием присутствует доломит. Такая же картина получилась при сопоставлении результатов анализа отдельных образцов кимберлита трубки Удачная-Западная того же поля.

Менее четкая картина получается при сопоставлении средних данных по отдельным кимберлитовым полям Якутии (фиг. 5). Во многих северных полях углекислоты меньше, чем получается при расчете по кальциту; связано это с тем, что в северных полях заметные количества кальция присутствуют не в виде карбоната, а в форме перовскита, апатита, пироксенов, иногда — монтичеллита. Тем не менее прямая связь кальция с углекислотой и обратная связь кальция с кремнием и магнием и здесь не вызывает сомнений.

В табл. 4 приведены значения коэффициентов парной корреляции для двух кимберлитовых полей и для детально изученной трубки Новинка, подтверждающие (на новом материале) правильность пред-

Таблица 4

Коэффициенты парной корреляции между содержаниями CaO, CO₂ и некоторых других компонентов в кимберлитах Якутии

Сопоставляемые компоненты	Выборки		
	28 отдельных трубок и блоков Алакитского поля	28 отдельных трубок и блоков Далдынского поля	24 шурфа трубки Новинка Верхне-Мунского поля
CaO-CO ₂	0,950	0,949	0,837
CaO-SiO ₂	-0,863	-0,890	-0,814
CaO-MgO	-0,962	-0,890	-0,913
CaO-ΣFeO	-0,964	-0,832	-0,426
CaO-P ₂ O ₅	0,280	-0,382	0,130
CaO-SiO ₂ /MgO	0,571	0,402	0,317
CO ₂ -SiO ₂	-0,905	-0,942	-0,773
CO ₂ -MgO	-0,922	-0,863	-0,759
SiO ₂ -MgO	0,868	0,868	0,759

Примечание. Критические значения коэффициента корреляции

при уровне значимости	Критические значения	
	5%	1%
n = 24	0,404	0,515
n = 28	0,374	0,478

ставлений о кимберлитах как о породе, состоящей из смеси карбонатного и окисно-силикатного материала.

Помимо показательных элементов, целесообразно выделить и некоторые показательные отношения, варьирующие при переходе от одного объекта к другому в довольно узких пределах и позволяющие отличать кимберлиты от близких к ним пород. Это прежде всего отношения кремнезема к окиси магния и окиси магния к общему (суммарному) железу, выраженному в виде FeO. Пределы колебания этих отношений для кимберлитов полностью укладываются в рамки, характерные для обычных ультраосновных пород (дунитов и перидотитов), и заметно отличаются от величин, характеризующих ингилиты, базальты (в том числе - щелочные базальтоиды) и другие изверженные горные породы. Пикритовые порфириты Якутской провинции по величинам SiO₂/MgO и MgO/ΣFeO близки к кимбер-

литам соответствующих полей и в среднем отличаются от кимберлитов несколько пониженными отношениями магния к общему железу. Перидотиты, встречающиеся в виде включений (ксенолитов) в кимберлитах, напротив, характеризуются повышенными значениями $MgO/\Sigma FeO$.

Подводя итоги краткому обзору петрохимии кимберлитов, подчеркнем, что особенности химизма этих пород отвечают принятому многими исследователями определению кимберлита, как ультраосновной со щелочным (калиевым) уклоном породы. Весьма низкие абсолютные содержания кремния и магния в кимберлитах (в среднем заметно более низкие, чем в дунитах и перидотитах формации альпинотипных гипербазитов) обусловлены присутствием карбонатной составляющей. Соотношения же кремния, магния и железа в кимберлитах полностью соответствуют величинам, характеризующим дуниты и перидотиты различных формаций, и отличаются от значений, свойственных всем остальным изверженным горным породам.

Содержания титана и калия в кимберлитах заметно выше, чем в альпинотипных гипербазитах, и близки к средним концентрациям этих элементов в толеитовых базальтах и габбро. Содержание алюминия в кимберлитах выше, чем в альпинотипных гипербазитах, примерно соответствует цифрам для перидотитов габбро-пироксенит-дунитовой формации и формации ультраосновных и щелочных пород платформ (использованы средние данные из работы В.В. Велинского с соавторами, [38]) и значительно ниже, чем в базальтах и габбро. Концентрация фосфора в кимберлитах заметно повышена по сравнению с гипербазитами; выше, чем в толеитовых базальтах, и примерно соответствует данным для щелочных базальтов [295]. Кимберлиты заметно обогащены серой – примерно в 3–4 раза по сравнению с важнейшими типами изверженных горных пород.

На первый взгляд, перечисленные особенности химизма кимберлитов не вполне приложимы к африканским образцам, где в целом ряде случаев отмечено повышенное содержание кремния и алюминия, высокое отношение кремния к магнию. Однако во многих публикациях дается объяснение этих аномалий – либо обильные ксенолиты различных пород, богатых кремнеземом и глиноземом (которые не были удалены при подготовке проб к анализу), либо интенсивно проявившиеся процессы выветривания, с выносом магния и накоплением кремния и алюминия.

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ

Одна из первых сводок по содержаниям различных микрокомпонентов в кимберлитах (главным образом по африканским образцам) приведена в работе П.Г. Харриса и Е. Миддлмоста [292]. Сведения о содержании ряда микрокомпонентов в кимберлитах Якутии имеются в работах И.П. Илупина с соавторами [107], Л.С. Бородин с соавторами [26], В.И. Гоньшаковой с соавторами [71].

Кроме того, опубликован ряд работ, где рассматриваются отдельные редкие и рассеянные элементы. До настоящего времени мы не встретили в литературе сведений о содержании в кимберлитах кадмия, индия, галлия, мышьяка, сурьмы, теллура, брома, иода.

Нами проанализирована коллекция образцов кимберлитов, охватывающая большинство кимберлитовых полей Якутской провинции. Ниже будут приведены средние арифметические и пределы колебаний содержания отдельных элементов по кимберлитовым полям. Вычисление среднего по полю в какой-то мере приводит к нивелированию как аналитических ошибок, так и ошибок методических (непредставительный образец, неполное удаление ксеногенного материала). Мы объединили образцы некоторых рядом расположенных полей, чтобы получить более представительные выборки. Единственный изученный образец из Омонос-Кутугунского поля объединен с 7 образцами Чо-мурдахского поля. Объединены также 3 образца Верхне-Моторчунского и 7 образцов Мерчимденского поля. В Лучаканском поле совместно рассмотрены 5 образцов кимберлитов и 3 образца пикритовых порфиритов. Объединены 4 образца Средне-Куонамского и 3 образца (в том числе - 2 пикритовых порфирита) Нижне-Куонамского поля.

В результате мы получили 8 групп образцов кимберлитов Якутии, причем каждая группа представлена не менее чем 7 образцами. Средние арифметические по этим группам мы сравниваем между собой, в частности сопоставляем содержание микрокомпонентов с концентрациями некоторых макрокомпонентов. Последние взяты из результатов химических силикатных анализов тех же самых образцов, которые изучались нами на редкие и рассеянные элементы. Вычислены средние арифметические также по всем образцам южных полей (без Мало-Ботубинского) и по всем образцам северных полей (без Куойского); в выборку северных полей включены 4 образца Верхне-Молодинского и 2 образца Толоупского поля. Среднее по кимберлитам Якутии рассчитано из соотношения южных кимберлитов к северным 70:30 (табл. 5).

Редкие и рассеянные элементы рассматриваются в соответствии с положением их в периодической системе, начиная со щелочей.

Редкие щелочи. Помимо натрия и калия, во многих образцах кимберлитов Якутии определены содержания лития и рубидия - методом пламенной фотометрии, в различных лабораториях. Содержание цезия в подавляющем большинстве случаев оказываются ниже порога чувствительности (ниже 0,2 г/т - [234]). Средние данные по большому числу образцов, согласно работе И.П. Илупина с соавторами [107] следующие:

Изученные объекты	Na*	K	Li**	Rb
Кимберлиты южных полей	0,09	0,36	30	23
Кимберлиты северных полей	0,13	1,06	36	64
Кимберлиты Куойского поля	0,14	0,32	37	13

* Na и K в % массы ** Li и Rb в г/т

Таблица 5

Средние содержания некоторых породообразующих компонентов в изученных образцах (% массы)

Поле (число образцов)	K ₂ O	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Σ FeO
Алакитское (18)	0,30	2,22	1,48	6,25
Далдынское (22)	0,41	2,65	2,24	7,10
Верхне-Мунское (9)	0,43	2,26	1,64	7,90
Южные поля (49)	0,37	2,42	1,85	6,93
Чомурдахское (+ Омонос-Кутугунское) (8)	1,23	2,84	2,48	9,04
Верхне-Моторчунское + Мерчимденское (10)	1,52	3,36	3,38	9,25
Верхне-Молодинское (4)	1,41	2,76	2,58	8,82
Толуопское (2)	1,50	3,18	1,48	5,35
Мало-Куонамское (9)	1,55	3,98	1,67	8,31
Лучаканское (8)	1,97	4,19	3,44	10,34
Средне- и Нижне-Куонамское (7)	1,14	3,95	3,04	9,66
Северные поля (48)	1,49	3,55	2,73	9,08
Среднее по Якутской провинции	0,71	2,76	2,11	7,58

Данные по редким щелочам позволили выявить геохимическую зональность Далдынского кимберлитового поля [148]; от центральной части этого поля к периферии отношение калия к рубидию в кимберлитах снижается от 200-400 до 50-200, а содержание лития падает от 20-80 до 10-40 г/т.

Выявлена прямая зависимость между отношением калия к рубидию и отношением калия к натрию. Эта тенденция обнаруживается при сравнении отдельных блоков в пределах сложных трубок, при сравнении трубок в пределах кимберлитовых полей, и особенно четко - при сравнении средних данных по отдельным полям в пределах кимберлитовой провинции [149].

Для некоторых выборок установлена положительная корреляция лития с кальцием и фосфором [147].

Бериллий. Определения в кимберлитах выполнены в ДВГИ ДВНЦ. Результаты сведены в табл. 6.

Наши данные по бериллию (0,04 г/т Be для южных полей и 0,05 г/т Be для северных полей) заметно отличаются от результатов, полученных количественным спектральным методом в ИМГРЭ (1,6 г/т и 2,2 г/т Be для южных и северных полей) и приближенно-количественным спектральным методом в лаборатории ИГЕМ (соответственно 1,7 и 2,5 г/т Be). Для уточнения концентраций

Таблица 6

Среднее содержание (г/т) бериллия и бора в кимберлитах и
глубинных ксенолитах Якутии

Объекты	Be кимберлиты	B		
		кимберлиты	перидотиты	эклогиты, пироксениты
1 (5)	$\frac{0,14}{0,04-0,42}$	$\frac{161}{44-450}$	-	-
2 (18)	$\frac{0,03 (13)}{<0,04-0,09}$	$\frac{90}{9,5-350}$	$\frac{137 (25)}{9,1-760}$	-
3 (22)	$\frac{0,04 (20)}{<0,04-0,16}$	$\frac{100}{8,5-430}$	$\frac{193 (20)}{2,8-1150}$	-
4 (9)	$\frac{0,05}{<0,04-0,18}$	$\frac{136}{2,8-550}$	$\frac{154 (8)}{11-530}$	-
5 (8)	$\frac{0,02}{<0,04-0,05}$	$\frac{256}{23-1200}$	$\frac{469 (13)}{56-760}$	$\frac{86 (10)}{2,9-520}$
6 (10)	$\frac{0,08}{<0,04-0,31}$	$\frac{199}{4,5-790}$	-	-
7 (4)	$\frac{0,09}{0,04-0,14}$	$\frac{174}{18-570}$	-	-
8 (4)	$\frac{0,03}{<0,04-0,05}$	$\frac{578}{340-1000}$	$\frac{361 (6)}{120-765}$	$\frac{253 (8)}{72-650}$
9 (9)	$\frac{0,04}{<0,04-0,12}$	$\frac{226}{22-580}$	-	-
10 (8)	$\frac{0,06}{<0,04-0,12}$	$\frac{120}{14-790}$	-	-
11 (7)	$\frac{0,03}{<0,04-0,08}$	$\frac{261}{2,8-790}$	-	-
I (49)	0,04 (42)	103		
II (48)	0,05	203		
III	0,045	133		

Примечание. В этой и следующих таблицах гл. 2 изученные объекты обозначены номерами: 1 - Мало-Ботуобинское поле, 2 - Алаkitское поле, 3 - Далдынское поле, 4 - Верхне-Мунское поле, 5 - Чомурдахское и Омонос-Кутугунское поля, 6 - Верхне-Моторчунское и Мерчимденское поля, 7 - Верхне-Молодинское поле, 8 - Куойское поле, 9 - Мало-Куонамское поле, 10 - Лукачанское поле, 11 - Средне- и Нижне-Куонамское поля; I - южные поля; II - северные поля; III - провинция в целом. В числителе - среднее арифметическое, в знаменателе - пределы колебания содержаний. В скобках число проанализированных проб.

бериллия в кимберлитах необходимы дополнительные исследования.

Средние (по кимберлитовым полям) содержания бериллия коррелируются со средними содержаниями вольфрама и не обнаруживают связи с каким-либо из породообразующих компонентов. Повышенная концентрация бериллия обнаружена в ингилитах – во всех 10 изученных образцах – более 1,4 г/т Ве.

В большинстве изученных образцов глубинных включений содержание бериллия ниже предела чувствительности, но в некоторых перидотитах обнаружено 0,14–0,18 г/т Ве.

Стронций и барий. Изучение этих элементов в ДВГИ не проводилось. И.П. Илупиным подсчитаны следующие средние содержания стронция и бария в кимберлитах Якутии по данным разных лабораторий (в г/т):

Изученные объекты	Стронций	Барий
Кимберлиты южных полей	620 (60)	675 (45)
Кимберлиты северных полей	1065 (69)	1610 (81)
В целом для провинции	755	955

Оценки для Якутской провинции в целом практически совпадают с данными П.Г. Харриса и Е.Миддлмоста – 700 г/т стронция и 1000 г/т бария. Вместе с тем нужно признать, что геохимия стронция и бария в кимберлитах изучена недостаточно. В кимберлитах известна стронциевая (целестин, стронцианит) и бариевая (барит) минерализация. Высказано предположение, что минерализация эта обусловлена привнесом вещества из вмещающих пород. Остается неясным, какая часть стронция и бария связана с глубинной кимберлитовой магмой и какая – с вмещающими осадочными породами.

Бор. П.Г. Харрис и Е.Миддлмост оценивают среднее содержание бора в кимберлитах величиной 150 г/т. Близкое значение (190 г/т) получил для кимберлитов Сибири В.А. Черепанов [266] по 226 образцам. Несколько более высокие средние содержания получены в спектральной лаборатории ИГЕМ – 329 г/т по 12 образцам южных кимберлитовых полей и 276 г/т по 15 образцам северных полей Якутской провинции. Наши средние данные (таблица 6) наиболее близки к оценке П.Г. Харриса и Е. Миддлмоста. В общем, по данным всех лабораторий содержание бора в кимберлитах значительно выше кларковых значений для изверженных горных пород (1–1,5 г/т, по А.П. Виноградову, [42]).

В кимберлитах Якутии обнаружены минералы бора. И.Т. Козлов, Г.М. Музыка и Г.И. Смирнов [126] изучили аксессуарный датолит в трубке Чомур. В.А. Черепанов [266] сообщает о находках датолита в трубке Обнаженная и данбурита в трубке Арбайбыт – в образцах с повышенным содержанием бора (соответственно 810 и 930 г/т).

В.А. Черепанов отмечает, что базальтоидные (бедные слюдой) разности кимберлитов богаче бором, чем лампрофировые (богатые

слудой); а массивные кимберлиты богаче эруптивных кимберлитовых брекчий. Этот же автор указывает на прямую связь концентрации бора с величиной потерь при прокаливании. По нашим данным, прямая связь бора со степенью серпентинизации кимберлитов (и, следовательно, с потерями при прокаливании) не подтверждается. Среди изученных образцов кимберлитов наиболее богаты бором образцы Куойского поля, характеризующиеся наиболее слабой серпентинизацией оливина.

Содержания бора в глубинных включениях – того же порядка, что и в кимберлитах, и снова образцы Куойского поля (наиболее свежие среди изученных) обогащены бором.

Скандий. П.Г. Харрис и Е. Миддлмост приводят для скандия в кимберлитах цифру 20 г/т. В.К. Маршинцев и Л.С. Сукнеева [160] дают среднее содержание по 23 образцам кимберлитов Якутии – 15 г/т скандия. В таблице сопоставлены содержания скандия в кимберлитах Якутии по данным трех лабораторий: ИМГРЭ (количественный спектральный метод), ИГЕМ (приближенно-количественный спектральный анализ), ЦНИГРИ (нейтронно-активационный анализ, коллекция И.П. Илупина);

Источник	Южная часть провинции	Северная часть провинции
Л.С. Бородин и др., [26] (ИМГРЭ)	10 (53)	24 (37)
В.И. Гоньшакова и др., [71] (ИГЕМ)	17,1 (12)	21,3 (15)
Материалы И.П. Илупина (ЦНИГРИ)	10,0 (23)	14,3 (58)

Таким образом, содержание скандия в кимберлитах Якутии в целом можно оценить величиной порядка 11–19 г/т, что близко к оценкам Л.Ф. Борисенко [25] для концентраций скандия в ультраосновных и основных породах СССР.

Редкие земли и иттрий. Сведения о редкоземельных элементах в кимберлитах приведены в нескольких публикациях [29, 177, 107]. Ниже мы приводим данные из работы Ю.А. Балашова [8] для образцов кимберлитов из трубки Удачная–Западная (1) и трубки Обнаженная (2) и одного образца пикритового порфирита дайки Великан (3):

	1	2	3		1	2	3
La	64	143	190	Dy	4,1	6,8	10
Ce	120	240	345	Er	2,5	3,4	5,5
Pr	13	26	32	Yb	1,8	2,6	4,1
Nd	45	85,5	125	Y	20	26	50
Sm	8,2	17,1	18	TR	290	570	800
Eu	1,9	5,1	-	La/Yb	36	55	46,5
Gd	6,5	12,3	15				

Таблица 7

Среднее содержание (г/т) тория и урана в кимберлитах

Источник, изученный материал (в скобках - число образцов)	Th	U
П.Г. Харрис, Е. Миддлмост [292], кимберлиты	5,3	1,7
Дж.В. Морган, Дж.Ф. Ловеринг [296], кимберлиты разных провинций	13,4 (7)	2,7 (7)
Якутская провинция		
А.П. Акимов, Г.С. Семенов [4]		
южные поля	8,6 (8)	2,8 (8)
северные поля	11,0 (2)	2,6 (2)
Б.Г. Лутц, И.Г. Минеева [153]		
южные поля	6,7 (5)	1,2 (5)
северные поля	16,2 (2)	2,4 (2)
А.Н. Комаров, И.П. Илупин [128]		
южные поля	Не опр.	2,3 (15)
северные поля		3,4 (2)
Л.С. Бородин и др. [26]		
южные поля	11 (20)	3 (20)
северные поля	9,5 (8)	8,6 (8)

Для кимберлитов характерно довольно высокое содержание суммы РЗЭ (того же порядка, что в гранитоидах) и резкое преобладание легких РЗЭ над тяжелыми. Для выборки, изученной И.П. Илупиным с соавторами [107], установлена прямая связь между суммой РЗЭ и содержанием CaO ($r = +0,834$), а также между суммой РЗЭ и P_2O_5 .

Торий и уран. Результаты определения содержаний тория и урана в кимберлитах сведены в табл. 7. Концентрация этих элементов в кимберлитах значительно выше, чем в альпинотипных гипербазитах, и приближается к значениям, характерным для гранитоидов. Оценки для урана в работе Б.Г. Лутца и И.Г. Минеевой [153] представляются заниженными, особенно для кимберлитов южной части Якутской провинции. Высокое отношение тория к урану в кимберлитах одни авторы (Б.Г. Лутц) объясняют механизмом кислотного выщелачивания, другие [97, 284] - миграцией урана.

Ванадий. Содержание ванадия в кимберлитах Якутии (данные лаборатории ДВГИ) показано в табл. 8. Ванадий в кимберлитах Якутии изучался разными авторами (спектральный количественный,

спектральный приближенно-количественный, квантометрический анализы). Получены следующие средние значения (г/т):

Источник	Южная часть провинции	Северная часть провинции
И.П. Илупин и др., [107]	57	76
Л.С. Бородин и др., [26]	82 (58)	150 (36)
Кимберлитовые породы Приазовья, [71]	111 (12)	133 (15)
Материалы В.В. Иванова	108 (15)	200 (14)
Наши данные	44,2	110,3

Наши данные (особенно для южных полей Якутской провинции), а также содержания ванадия, приведенные в работе И.П. Илупина с соавторами [107] представляются несколько заниженными.

Аномально высокая концентрация ванадия (760 и 660 г/т) показана в двух (из трёх изученных) образцах кимберлитов трубки Куранахская Мало-Куонамского поля. Соответственно высоким (232 г/т) оказалось среднее содержание ванадия для данного поля. Нами изучено 9 образцов кимберлитов Мало-Куонамского поля, в том числе один из трубки Куранахская. Содержаний более 210 г/т не найдено, в кимберлите из трубки Куранахская обнаружено 52 г/т ванадия. Необходимы дополнительные исследования, чтобы выяснить, существуют ли реально весьма высокие концентрации ванадия.

Полученные нами средние (по отдельным полям) содержания ванадия в кимберлитах коррелируются с содержаниями титана и общего железа. В ксенолитах ультраосновных пород ванадия меньше, чем в кимберлитах, что соответствует пониженному содержанию титана; эклогиты, напротив, несколько обогащены ванадием (табл. 9), что объясняется концентрацией ванадия в гранатах. Кстати, среди изученных нами перидотитов Чомурдахского поля гранатовые разности заметно богаче ванадием (среднее из 7-46 г/т), чем безгранатовые (среднее из 6-27 г/т).

Повышенное содержание ванадия отмечено в ингилитах - от 220 до 500 г/т, среднее из 10-360 г/т.

Хром. Для кимберлитов, как и для обычных ультраосновных пород различных формационных типов, характерно повышенное содержание хрома. Оно несколько уступает кларку гипербазитов, но значительно выше величин, свойственных базальтам и более кислым породам. П.Г. Харрис и Е. Миддлмост дают для кимберлитов 1500 г/т хрома. Для Якутии, по данным разных лабораторий, получается в среднем около 900 г/т. Вероятно, разница между этими оценками отражает реально существующее различие между двумя кимберлитовыми провинциями: кимберлиты и глубинные минералы кимберлитов Южной Африки богаче хромом, чем кимберлиты и минералы кимберлитов Якутии [106].

В табл. 8 показаны средние содержания хрома в кимберлитах разных полей по данным лаборатории ДВГИ, а в табл. 10 эти сред-

Таблица 8

Среднее содержание (г/т) фемафильных микроэлементов в кимберлитах Якутии

Объекты	V	Cr	Co	Ni
1 (5)	$\frac{51}{28-89}$	$\frac{894}{320-1430}$	$\frac{80}{38-130}$	$\frac{1360}{480-2100}$
2 (18)	$\frac{54}{9-130}$	$\frac{591}{80-1100}$	$\frac{82}{14-280}$	$\frac{1295}{250-2500}$
3 (22)	$\frac{41}{2-140}$	$\frac{459}{74-1100}$	$\frac{67}{17-280}$	$\frac{669 (21)}{200-1900}$
4 (9)	$\frac{33}{6-72}$	$\frac{400}{130-1000}$	$\frac{72}{20-130}$	$\frac{1206}{450-2500}$
5 (8)	$\frac{61}{15-150}$	$\frac{512}{160-1300}$	$\frac{101}{22-200}$	$\frac{860}{63-1600}$
6 (10)	$\frac{123}{19-380}$	$\frac{1095}{250-4000}$	$\frac{127}{23-320}$	$\frac{1104}{160-2300}$
7 (4)	$\frac{135}{71-200}$	$\frac{1175}{1000-1400}$	$\frac{160}{140-180}$	$\frac{1450}{1000-2200}$
8 (4)	$\frac{21}{4-41}$	$\frac{540}{130-765}$	$\frac{65}{25-113}$	$\frac{1120}{410-1580}$
9 (9)	$\frac{89}{39-210}$	$\frac{1058}{670-1700}$	$\frac{85}{32-130}$	$\frac{843}{140-1800}$
10 (8)	$\frac{125}{44-200}$	$\frac{481}{240-760}$	$\frac{119}{34-220}$	$\frac{766}{560-1300}$
11 (7)	$\frac{144}{32-400}$	$\frac{534}{200-1700}$	$\frac{68}{28-140}$	$\frac{292}{74-630}$
I (49)	44	496	73	1104 (48)
II (48)	110	795	106	857
III	64	586	83	960

ние сопоставлены с данными разных лабораторий. Результаты, полученные в ДВГИ (особенно для кимберлитов южных полей) представляются в среднем несколько заниженными.

Ксенолиты глубинных пород заметно обогащены хромом по сравнению с кимберлитами (табл. 9).

Кобальт. Содержание кобальта в кимберлитах (по данным разных лабораторий) варьирует в узких пределах - от 50 до 110 г/т. Среднее по южной части провинции - 71 г/т (по 65 объектам), среднее по северной части провинции - 77 г/т (102 объекта), сред-

Таблица 9

Среднее содержание (г/т) феррильных микроэлементов в глубинных ксенолитах Якутии

Породы	Объекты	V	Cr	Co	Ni
Гранатовые и безгранатовые перидотиты	2 (25)	$\frac{47}{12-200}$	$\frac{1360}{103-2500}$	$\frac{100}{15-250}$	$\frac{1550}{126-3200}$
	3 (23)	$\frac{22}{6,5-85}$	$\frac{920}{78-2640}$	$\frac{106 (21)}{50-160}$	$\frac{1430 (21)}{182-2800}$
	4 (10)	$\frac{24}{5,9-81}$	$\frac{670}{76-1100}$	$\frac{107 (8)}{62-180}$	$\frac{1560 (8)}{440-2820}$
	5 (13)	$\frac{37}{13-79}$	$\frac{2210}{950-5470}$	$\frac{110}{40-230}$	$\frac{1560}{850-2500}$
	8 (6)	$\frac{39}{11-96}$	$\frac{3190}{1300-6370}$	$\frac{100}{63-139}$	$\frac{1600}{900-2760}$
Эклогиты и гранатовые широксениты	5 (10)	$\frac{220}{93-340}$	$\frac{930}{76-2400}$	$\frac{105}{34-190}$	$\frac{520}{58-1200}$
	8 (8)	$\frac{207}{52-300}$	$\frac{5000}{1300-13500}$	$\frac{85}{38-220}$	$\frac{1080}{470-2150}$

Таблица 10

Сопоставление средних содержаний (г/т) хрома и никеля в кимберлитах, рассчитанных по данным различных лабораторий (А) и лаборатории ДВГИ (Б)

Объекты	Cr		Ni	
	А	Б	А	Б
1	820 (6)	894 (5)	750 (6)	1360 (5)
2	1000 (26)	591 (18)	825 (26)	1295 (18)
3	905 (23)	459 (22)	830 (23)	669 (21)
4	955 (10)	400 (9)	1090 (10)	1206 (9)
5	730 (16)	512 (8)	830 (16)	860 (8)
7	740 (10)	1175 (4)	775 (10)	1450 (4)
8	830 (7)	540 (4)	1350 (7)	1120 (4)
9	1165 (9)	1058 (9)	750 (9)	843 (9)
I	945 (65)	496 (49)	860 (65)	1004 (48)
II	745 (102)	795 (48)	685 (102)	857 (48)
III	885	586	810	960

ное по всей Якутской провинции - 73 г/т. Практически такое же значение (70 г/т) указывают П.Г. Харрис и Е.Миддлмост.

Средние по кимберлитовым полям, полученные в лаборатории ДВГИ, довольно близки к этим оценкам (табл. 8), но разброс значений по отдельным образцам заметно выше - от 14 до 320 г/т. Глубинные включения (табл. 9) немного богаче кобальтом, чем кимберлиты.

Никель, подобно хрому, содержится в кимберлитах в количествах, несколько уступающих кларку ультраосновных пород, но значительно превосходящих кларк базальтов. Согласно П.Г. Харрису и Е. Миддлмосту, в кимберлитах - 1000 г/т никеля. Вычисленное И.П. Илупиным по данным разных лабораторий среднее содержание никеля в кимберлитах Якутии равно 810 г/т. Результаты, полученные в лаборатории ДВГИ, приводят к несколько более высоким средним значениям - 960 г/т (табл. 8, 10). Содержание никеля во включениях перидотитов заметно выше, чем в кимберлитах (табл. 9). Отношение Ni/Co определяется в кимберлитах содержанием никеля, поскольку концентрация кобальта довольно постоянна. Величина Ni/Co для южной части Якутской провинции составляет 12,1; для северной части провинции - 8,9; для провинции в целом - 11,1.

Цирконий, гафний, ниобий, тантал. Сводка данных о содержании в кимберлитах этих элементов приведена в табл. 11, наши данные по цирконию - в табл. 12. В целом для кимберлитов Якутии среднее содержание циркония оценивается величинами порядка 120-180 г/т; содержание ниобия - порядка 95-140 г/т. Данных по гафнию и танталу пока слишком мало. Величины, приведенные П.Г. Харрисом и Е.Миддлмостом, очевидно, завышены; в последних работах по геохимии кимберлитов Африки приводятся более низкие значения. Средние по кимберлитовым полям содержания циркония обнаруживают слабую положительную связь с титаном и более заметную - с калием. В обоих случаях общую тенденцию заметно нарушают данные по Чомурдахскому полю, обусловленные высоким содержанием циркония в дайке Бортовая, сложной карбонатизированным кимберлитом с высоким содержанием фосфора (3,56% P_2O_5) и редких земель (0,24% ΣTR_2O_3). Если подсчитать среднее по Чомурдахскому полю, исключив этот образец, положительная связь циркония с титаном и калием становится более очевидной.

Для кимберлитов Далдынского поля нами обнаружена концентрическая зональность в распределении содержаний циркония: в центральной части поля они составляют 82-99 г/т, в периферической - 102-128 г/т. Зональное распределение циркония в Далдынском поле вырисовывается и по данным некоторых ранее опубликованных работ [26] - трубка Якутская, находящаяся практически в центре поля, характеризуется пониженным содержанием циркония.

Эти данные хорошо согласуются с зональностью, найденной для Далдынского поля по редким щелочам [148]. Было высказано предположение, что зональность поля по величине K/Rb объясняется последовательным внедрением кимберлитов - в центре поля несколь-

Таблица 11

Среднее содержание (г/т) циркония, гафния, ниобия и тантала в кимберлитах

Источник данных	Zr	Hf	Nb	Ta
П.Г.Харрис, Е.Миддлмост, [292], кимберлиты	375	-	200	9
Кимберлиты Лесото, [291] среднее по 71 обр. кимберлитов Южной Африки	-	3,6	-	5,6
	Кимберлиты Якутии			
В.А.Кудрявцев, [138], среднее	-	-	94	-
И.П.Илупин и др., [107]				
южные поля	127	-	98	-
северные поля	250	-	127	-
Б.Г. Лутц и др., [152], среднее из 10	-	-	98,4	6,4
Л.С. Бородин и др., [26]				
южные поля, среднее из 38	100	-	110	-
Северные поля, среднее из 37	270	-	210	-
Ф.В.Каминский и др. [118], южные поля, среднее из 10	126,7	2,54	128,2	6,2
Северные поля, среднее из 5	184	3,4	178	5,9
Куойское поле, среднее из 2	95	2,0	97	3,6
Наши данные, среднее	115,2	-	-	-

ко раньше, по периферии - позднее. Если эта гипотеза справедлива, то и поведение циркония является вполне обычным для изверженных горных пород - накопление этого элемента в поздних производных магматического очага.

Содержание циркония в глубинных ксенолитах, по нашим данным, лишь ненамного меньше концентрации этого элемента в самих кимберлитах, причем при сопоставлении ксенолитов южных и северных полей вырисовывается картина, обратная той, какую дают кимберлиты (табл. 13). Высокое содержание циркония обнаружено в ингилитах - от 160 до 800 г/т, среднее из 10 - 311 г/т.

Молибден. Сведения о содержании молибдена в кимберлитах малочисленны. В работе И.П. Илупина и др. [107] приводится 0,5 г/т для южных и 0,9 г/т для северных полей Якутии. Более высокие концентрации дают Л.С. Бородин и др. [26] - 2 г/т (25 образцов) для южных и 2,7 г/т (5 образцов) для северных полей. Полученные нами цифры занимают промежуточное положение:

Таблица 12

Среднее содержание (г/т) циркония, молибдена и вольфрама
в кимберлитах Якутии

Объекты	Zr	Mo	W
1 (5)	$\frac{117}{54-200}$	$\frac{1,6}{0,5-3,5}$	$\frac{1,7}{0,4-3,2}$
2 (18)	$\frac{90}{35-170}$	$\frac{1,1}{<0,5-2,5}$	$\frac{2,1^{**}}{0,8-4,0}$
3 (22)	$\frac{123}{54-260}$	$\frac{0,9}{<0,5-2,0}$	$\frac{2,5^{**}}{0,4-1,0}$
4 (9)	$\frac{92}{67-148}$	$\frac{2,9}{0,5-1,5}$	$\frac{2,7}{0,8-5,6}$
5 (8)	$\frac{184^*}{73-480}$	$\frac{1,4}{0,5-4,0}$	$\frac{1,6}{1,2-3,2}$
6 (10)	$\frac{141}{85-210}$	$\frac{3,5}{0,5-1,5}$	$\frac{2,6}{1,6-4,0}$
7 (4)	$\frac{125}{91-180}$	$\frac{1,3}{1,0-2,0}$	$\frac{2,8}{2,0-3,6}$
8 (4)	$\frac{75}{46-100}$	$\frac{3,3}{0,5-1,0}$	$\frac{1,4}{1,2-1,6}$
9 (9)	$\frac{126}{79-246}$	$\frac{1,8}{0,5-4,5}$	$\frac{3,5}{1,2-5,6}$
10 (8)	$\frac{140}{80-210}$	$\frac{1,1}{0,5-2,4}$	$\frac{3,1}{1,2-4,0}$
11 (7)	$\frac{115}{80-160}$	$\frac{2,7}{0,5-12,5}$	$\frac{2,4}{0,8-6,0}$
I (49)	106	1,3	2,4
II (48)	138	2,0	2,7
III	115	1,5	2,5

* без образца Б-4-1 среднее содержание Zr - 142 г/т;

** для образцов, где определен бериллий, среднее содержание вольфрама по Алакитскому полю 2,3 г/т (из 13), по Далдынскому - 2,7 г/т (из 20).

Таблица 13

Среднее содержание (г/т) циркония, молибдена и вольфрама в глубинных ксенолитах Якутии

Порода	Объекты	Zr	Mo	W
Гранатовые и безгранатовые перидотиты	2 (25)	$\frac{89}{14-160}$	$\frac{1,1}{<0,5-2,5}$	$\frac{2,1}{0,6-12}$
	3 (23)	$\frac{127(21)}{11-200}$	$\frac{1,4}{1,0-3,0}$	$\frac{3,9}{0,8-20}$
	4 (10)	$\frac{113(8)}{47-210}$	$\frac{1,0}{1,0-1,0}$	$\frac{1,4}{0,5-2,4}$
	5 (13)	$\frac{56}{37-110}$	$\frac{0,8}{0,5-1,5}$	$\frac{2,4}{0,8-4,8}$
	8 (6)	$\frac{41}{29-48}$	$\frac{1,0}{1,0-1,0}$	$\frac{3,3}{1,6-8,0}$
Эклогиты и гранатовые пироксениты	5 (10)	$\frac{71}{52-110}$	$\frac{1,1}{0,5-2,0}$	$\frac{3,3}{0,8-10}$
	8 (8)	$\frac{38}{25-50}$	$\frac{1,1}{1,0-1,5}$	$\frac{2,0}{0,8-2,8}$

1,34 и 1,99 г/т соответственно для южной и северной частей провинции (табл. 12).

В поведении молибдена улавливаются некоторые закономерности. В Алакитском, Далдынском, Верхне-Мунском и Чомурдахском полях наиболее высокие концентрации этого элемента приурочены к образцам крупнопорфировых (с низким содержанием ксенолитов) кимберлитов. В нескольких случаях определенная трубка или группа трубок отличается от остальных кимберлитовых тел данного поля определенным уровнем содержания молибдена. Так, в Алакитском поле повышенные концентрации (2,0–2,5 г/т) найдены в трех (из четырех изученных) образцах северной группы трубок (Маршрутная и др.). В Далдынском поле минимальные содержания выявлены у кимберлитов северо-восточной части этого поля. В Мерчимденском поле оказались обогащенными молибденом (4,0 и 7,5 г/т) образцы, представляющие две разновидности трубки Операторская. В Мало-Куонамском поле два образца из трубки Малокуонамская (4,0 и 4,5 г/т Mo) заметно отличаются от остальных 7 образцов (0,5–2,0 г/т Mo).

Вместе с тем 4 образца с экстремально высоким содержанием (10–15 г/т Mo) оказались совершенно разнородными – как с минералогической, так и с петрохимической точки зрения. Это – образец порфирового кимберлита из трубки Заполярная Верхне-Мунского

поля, образец из тела № 7 (Солнечная) Мерчимденского поля, пикритовый порфирит из аномалии 139н Нижне-Куонамского поля и кимберлит из трубки Муза Куойского поля. Обогащенные молибденом образцы повышают средние показатели для соответствующих кимберлитовых полей. По-видимому, для получения более достоверных средних данных необходимо проанализировать более многочисленную коллекцию. На данной стадии работ четкую связь молибдена с каким-либо из породообразующих компонентов выявить не удалось.

Глубинные ксенолиты в среднем несколько беднее молибденом, чем кимберлиты (табл. 13). Не обнаружена зависимость между обилием молибдена в глубинных ксенолитах и в кимберлитах того или иного поля.

Низкое содержание Мо в ингилитах: в 8 из 10 изученных образцов концентрация ниже порога чувствительности ($< 0,5$ г/т) и только в двух – 2,0 и 2,5 г/т; среднее из 10 – 0,65 г/т.

Вольфрам. Сведения о содержании вольфрама в кимберлитах и глубинных ксенолитах приведены в работе А.В. Уханова и В.С. Расказовой [247]. Для 5 образцов кимберлитов Далдынского поля эти авторы получили от 0,9 до 1,3 г/т вольфрама, среднее из 5 – 1,02 г/т, для различных глубинных ксенолитов трубки "Обнаженная" – 0,25–0,3 г/т. Нами получены значительно более высокие значения, причем глубинные ксенолиты в среднем показали примерно ту же концентрацию вольфрама, что и кимберлиты (табл. 12, 13).

Средние содержания вольфрама в кимберлитах по отдельным полям заметно различаются. Отмечена слабая положительная связь вольфрама с бериллием, а также с цинком. Поскольку бериллий определен не во всех образцах, анализировавшихся на вольфрам, мы отдельно показали в табл. 12 для Алакитского и Далдынского полей средние по тем образцам, в которых бериллий изучен. Распределение вольфрама в кимберлитах Далдынского поля, подобно редким щелочам и цирконию, подчиняется довольно четкой концентрической зональности: 0,4–1,0 г/т в центральной части; до 2 г/т – в средней зоне и свыше 2 до 10 г/т – в периферической зоне поля. В других кимберлитовых полях Якутии зональность в распределении микроэлементов не выявлена скорее всего лишь потому, что изучены эти поля менее детально, чем Далдынское.

В Мало-Куонамском поле повышенные содержания вольфрама (5,2 и 5,6 г/т) найдены в обоих изученных образцах трубки Сенкю-Северная. В ряде случаев обогащены вольфрамом кимберлитовые тела небольшого размера: трубка Начальная в Алакитском поле (4,0 г/т), трубка Загадочная в Далдынском поле (10 г/т), дайка – Тело № 6 в Мерчимденском поле (4,0 г/т). Та же закономерность отмечается для титана, калия. Не найдено зависимости между содержаниями вольфрама и молибдена.

В двух образцах ингилитов обнаружены повышенные концентрации вольфрама – 30 г/т и 240 г/т. Остальные 8 изученных образцов

ингилитов показали от 0,4 до 6,0 г/т вольфрама, т.е. содержания того же порядка, как и в кимберлитах Якутии (по нашим данным).

Рений. Результаты определения содержания рения в кимберлитах и глубинных включениях Якутии изложены в статье И.П. Илупина, В.В.Иванова и А.Д. Миллера [108]. При расчете средних "Не обн." принято за 1 мг/т:

Изученные объекты		От - до	Ср.ар.
Кимберлиты южных полей	(7)	3,4 - 221,4	45,0
Кимберлиты северных полей	(3)	Не обн. - 8,4	5,7
Глубинные включения южных полей	(11)	" - 26,0	11,0
Глубинные включения северных полей	(13)	" - 5,0	2,1

Группа платины. Сведения о концентрации платины и палладия в глубинных включениях и в трех образцах кимберлитов приведены в статье О.Е. Юшко-Захаровой и И.П. Илупина [274]; отмечены различия между глубинными включениями разных полей (районов). Содержание платины в трех изученных включениях Далдынского поля в среднем равно 215 мг/т, для двух включений из трубки Обнаженная Куойского поля - 102 мг/т, а для пяти включений из трубок Средне-Оленекского района - 58 мг/т.

Данные о всех 6 элементах группы платины имеются в статье Ф.В. Каминского, Е.В. Францесон и В.П. Хвостовой [119]. Среднее по 10 кимберлитовым трубкам Якутии (6 из них находятся в Алаakitском поле) (мг/т): Pt - 187; Pd - 53; Ir - 7,6; Rh - 7,1; Ru - 6,5; Os - 5,0.

Медь. П.Г. Харрис и Е.Миддлмост оценивают среднее содержание меди в кимберлитах величиной 100 г/т. Данные для кимберлитов Якутии приведены ниже (г/т):

Источник данных	Кимберлиты южной части провинции	Кимберлиты северной части провинции
И.П. Илупин и др. [107]	41	86
В.В.Иванов и др., [100]	119 (11)	229 (6)
В.И. Гоньшакова и др., [71]	75 (12)	64 (15)
Наши данные	48,7	73,6

В табл. 14, 15 приведены полученные нами данные по содержаниям меди в кимберлитах и в глубинных включениях отдельных полей Якутской провинции. Сопоставление цифр по образцам кимберлитов позволило выявить некоторые закономерности. В Алаakitском поле обогащены медью образцы из трубок, расположенных в восточной части этой территории: Сытыканская (180 и 220 г/т), Дружба (110 г/т) и Снежинка (39 и 85 г/т). В Чомурдахском, Мерчимден-

Таблица 14

Среднее содержание меди, серебра, цинка и галлия в кимберлитах Якутии

Объекты	Cu, г/т	Ag, мг/т	Zn, г/т	Ga, г/т
1 (5)	$\frac{55}{16-130}$	$\frac{69}{56-86}$	$\frac{31}{11-72}$	$\frac{5,9}{4,6-7,9}$
2 (18)	$\frac{64}{0,9-220}$	$\frac{56}{10-170}$	$\frac{19}{4,0-74}$	$\frac{5,9}{3,5-7,9}$
3 (22)	$\frac{40}{2,2-91}$	$\frac{54}{35-90}$	$\frac{18 (21)}{<5-132}$	$\frac{5,7}{4,0-7,5}$
4 (9)	$\frac{40}{1,5-116}$	$\frac{50}{38-60}$	$\frac{12}{6,3-26}$	$\frac{5,1}{3,8-6,3}$
5 (8)	$\frac{83}{1,0-140}$	$\frac{70}{50-100}$	$\frac{17}{6,3-25}$	$\frac{7,3}{4,5-10}$
6 (10)	$\frac{75}{14-220}$	$\frac{83}{38-150}$	$\frac{21}{<5-71}$	$\frac{9,2}{4,5-20}$
7 (4)	$\frac{56}{13-140}$	$\frac{72}{62-100}$	$\frac{8,5}{<5-28}$	$\frac{8,1}{4,6-11}$
8 (4)	$\frac{31}{1,1-55}$	$\frac{51}{42-60}$	$\frac{21}{13-27}$	$\frac{4,6}{3,8-5,4}$
9 (9)	$\frac{80}{44-130}$	$\frac{84}{56-110}$	$\frac{23}{<5-51}$	$\frac{8,2}{5,7-11}$
10 (8)	$\frac{81}{13-140}$	$\frac{99}{40-150}$	$\frac{22}{6,6-39}$	$\frac{11}{5,5-16}$
11 (7)	$\frac{53}{26-71}$	$\frac{70}{42-100}$	$\frac{15}{2,9-24}$	$\frac{7,7}{5,6-9,8}$
I (49)	49	53,9	17 (48)	5,7
II (48)	74	79,6	18	8,7
III	56	61,6	18	6,6

ском и Верхне-Молодинском полях повышенные концентрации меди найдены в кимберлитах, богатых карбонатом (21,6-34,7% CaO) - даяка Борговая (120 г/т), даяка Тело № 6 (220 г/т), Молодо, ш. 7 (140 г/т).

Намечается слабая положительная корреляция между средними (по отдельным полям) содержаниями меди и серебра в кимберлитах, а также между содержаниями меди в кимберлитах и меди в глубинных включениях соответствующих полей.

Таблица 15

Среднее содержание меди, серебра, цинка и галлия в глубинных ксенолитах Якутии

Порода	Объекты	Cu, г/т	Ag, мг/т	Zn, г/т	Ga, г/т
Гранатовые и безгранатовые перидотиты	2 (25)	$\frac{41}{2,6-170}$	$\frac{30}{<10-130}$	$\frac{24}{5,0-71}$	$\frac{5,0}{2,7-8,5}$
	3 (23)	$\frac{18}{1,8-80}$	$\frac{43}{<10-68}$	$\frac{11}{2,0-28}$	$\frac{5,5 (21)}{3,5-7,1}$
	4 (10)	$\frac{40}{8,1-120}$	$\frac{33}{16-71}$	$\frac{15}{4,7-27}$	$\frac{5,6 (8)}{4,6-6,8}$
	5 (13)	$\frac{46}{1,1-168}$	$\frac{65}{23-120}$	$\frac{18}{7,0-64}$	$\frac{5,5}{4,0-7,8}$
	8 (6)	$\frac{33}{5,1-57}$	$\frac{62}{31-127}$	$\frac{18}{14-22}$	$\frac{3,8}{2,3-5,0}$
	Эклогиты и гранатовые пироксениты	5 (10)	$\frac{47}{7,6-110}$	$\frac{81}{51-110}$	$\frac{27}{8,9-60}$
	8 (8)	$\frac{62}{16-110}$	$\frac{49}{34-56}$	$\frac{23}{12-44}$	$\frac{6,1}{4,0-11}$

Минералы меди встречены в кимберлитах Якутии как в составе сульфидных агрегатов глубинного происхождения, в ассоциации с пирротинном и пентландитом (халькопирит, джерфшерит), так и среди вторичных образований, в кальцитовых жилках и гнездах (халькопирит). Вероятно, подвижность меди в ходе постмагматических преобразований кимберлитов приводит к большому разбросу содержаний. В то же время различия между отдельными полями отражают, по-видимому, реально существующую картину различных исходных концентраций меди в разных магматических очагах.

Изученные образцы ингилитов несколько обогащены медью по сравнению с кимберлитами Якутии – среднее из 10 – 112 г/т при колебаниях от 4,2 до 210 г/т.

Серебро. В работе В.В. Иванова с соавторами [100] средние значения для серебра в кимберлитах Якутии (мг/т): для южных полей – 79 (8 обр.), для северных полей – 127 (7 обр.), для Куойского поля – 92 (2 обр.). В той же работе среднее для безгранатовых перидотитов – 92 (7 обр.), для гранатовых перидотитов – 119 (15 обр.), для эклогитов и пироксенитов – 65 (6 обр.), для ильменитовых перидотитов – 46 мг/т (4 обр.). Наши средние для кимберлитов и перидотитов несколько ниже (см. табл. 14, 15).

Для большинства кимберлитовых полей (кроме Алакитского) нами выявлены относительно небольшие вариации содержаний: максимальные значения превосходят минимальные в 2–4 раза. Приуроченности образцов с повышенными (или пониженными) концентрациями серебра к определенным трубкам, к определенным участкам кимберлитовых полей или к определенным разновидностям кимберлита выявить не удалось. В двух случаях максимальные содержания получены для образцов из даек: Тело № 6 в Мерчимденском поле (150 мг/т) и Алдыкан в Верхне-Молодинском поле (100 мг/т); но дайка Дайковая в Далдынском поле входит в число тел, бедных серебром (37 мг/т).

Средние (по кимберлитовым полям) содержания серебра в кимберлитах обнаруживают прямую корреляцию с содержаниями меди, цинка, свинца, алюминия. Наиболее сильная положительная связь выявлена у серебра с калием и у серебра с галлием. Как кимберлиты, так и глубинные включения северной части Якутской провинции, отчетливо богаче серебром по сравнению с кимберлитами и включениями южной части провинции. Кимберлиты, по нашим данным, несколько обогащены серебром по сравнению с перидотитами соответствующих полей.

В ингилитах концентрация серебра практически такая же, как и в кимберлитах северных полей Якутии – от 53 до 120 мг/т, среднее из 10 – 86,4 мг/т.

Золото. Результаты анализа на золото 10 образцов глубинных включений из трубки Обнаженная приведены в работе В.А. Вахрушева и В.Г. Цимбалеста [37]. Более представительную коллекцию (25 образцов) глубинных включений из той же трубки изучили А.В. Уханов и Н.Ф. Пчелинцева [246]. Образцы глубинных включений (из трубки Обнаженная), кимберлитов и отдельных минералов изучили И.С. Рожков, Ф.В. Каминский и Е.В. Францессон [203]. Сведения о содержаниях золота в образцах более представительной коллекции кимберлитов и глубинных включений разных районов (полей) Якутской провинции опубликованы В.В. Ивановым с соавторами [100]. Содержание золота (в мг/т) для кимберлитов южных полей провинции – 3,3 (22 образца), для северных полей – 3,0 (20 образцов), для Куойского поля – 4,2 (3 образца). Среднее содержание золота в безгранатовых перидотитах – 3,7 (15 образцов), в гранатовых перидотитах – 2,7 (25 образцов), в эклогитах и пироксенитах – 3,0 (10 образцов), в ильменитовых перидотитах – 1,2 мг/т (7 образцов).

Выявлены различия между кимберлитами разных полей и между глубинными включениями разных полей по средним содержаниям золота.

Установлено, что золото концентрируется в глубинных сульфидных агрегатах, что говорит о халькофильности золота в верхней мантии. Показано, что безгранатовые перидотиты и эклогиты отличаются более низкими значениями отношения Ag/Au от гранатовых перидотитов.

Цинк. Результаты определения цинка в кимберлитах Якутии приведены в нескольких работах, согласно которым получены следующие данные (г/т):

Источник данных	Кимберлиты южной части провинции	Кимберлиты северной части провинции
И.П. Илупин и др., [107]	21	50
Л.С. Бородин и др., [26]	85 (25)	130 (5)
В.И.Гоньшакова и др., [71]	63 (12)	69 (15)
Материалы В.В.Иванова и И.П.Илупина, спектральный анализ	50 (15)	63 (14)
Наши данные	17,1	18,4

Наши данные по сравнению с данными других лабораторий представляются заниженными. Содержания цинка в кимберлитах разных трубок Южной Африки и Северной Америки колеблются (средние по трубкам) в узких пределах - от 53 до 69 г/т [288].

Наши данные по отдельным кимберлитовым полям приведены в табл. 14, 15. При расчетах средних значений "не обн." принималось за 1,5 г/т. Какой-либо связи между содержаниями цинка (в отдельных образцах) и особенностями изученного кимберлита (или местоположением трубки) мы не обнаружили. Средние по отдельным полям варьируют в небольших пределах, различия между северными и южными полями небольшие. В перидотитах в среднем столько же цинка, что и в кимберлитах. Немного обогащены цинком эклогиты.

Средние (по кимберлитам отдельных полей) содержания цинка обнаруживают слабую прямую связь с концентрациями серебра и вольфрама.

Сфалерит встречен в тесном срастании с халькопиритом в глубинном ксенолите в трубке Южная Омонос-Кутугунского поля; видимо, здесь мы имеем дело с глубинной ассоциацией сульфидов. Сфалерит и вюртцит неоднократно встречались в кимберлитах разных трубок, в ассоциации с кальцитом, иногда - с другими сульфидами. Как и в случае меди, нельзя исключать возможность миграции цинка на постмагматической стадии.

Ингилиты обогащены цинком: среднее из 10 - 100,8 г/т при колебаниях от 29 до 370 г/т.

Ртуть. Распределение ртути в кимберлитах Якутии изучено Н.А. Озеровой с соавторами [179]. Средние содержания ртути в кимберлитах отдельных районов Якутской провинции варьируют от 4 до 17 мг/т; в глубинных включениях отдельных районов - от 10 до 40 мг/т. По типам включений: в шпинелевых перидотитах - 43 мг/т (19 образцов), в гранатовых перидотитах - 16 мг/т (27 образцов), в эклогитах - 22 мг/т (34 образца).

Галлий. Данные разных авторов по содержанию галлия в кимберлитах Якутии (г/т):

Источник данных	Кимберлиты южной части провинции	Кимберлиты северной части провинции
И.П.Илупин и др., [107]	2,6	5,5
Л.С.Бородин и др., [26]	6 (23)	9 (5)
В.И.Гоньшакова и др., [71]	3,8 (12)	1,4 (15)
Наши данные	5,67	8,72

Наши данные (табл. 14, 15) практически совпадают со средними Л.С.Бородина с соавторами.

Содержания галлия в кимберлитах варьируют в довольно узких пределах. Образцы из некоторых трубок отличаются по концентрации галлия от остальных образцов данного поля. Так, оба образца трубки Заполярная показали повышенный галлий – 5,6 и 6,3 г/т; остальные образцы Верхне-Мунского поля – от 3,8 до 5,7 г/т. Оба образца трубки Чомур оказались наиболее бедными галлием (4,5 и 5,3 г/т) среди изученных образцов Чомурдахского поля (остальные образцы содержат от 5,6 до 10 г/т галлия). В Мало-Куонамском поле мало галлия (5,7 и 6,0 г/т) в обоих проанализированных образцах трубки Университетская, много галлия (10 и 11 г/т) в обоих пробах трубки Малокуонамская.

Средние цифры по кимберлитам разных полей заметно различаются. Обнаруживается корреляция галлия с алюминием и еще более тесная – с калием и с серебром. Слабо различаются средние данные по перидотитовым включениям разных полей. Повышенная концентрация галлия в эклогитах, очевидно, связана с высоким содержанием глинозема в этих включениях. Обогащены галлием ингили-ты – от 4 до 19 г/т в отдельных образцах, среднее из 10 – 13,4 г/т.

Германий. Количественное определение германия в ряде образцов кимберлитов и глубинных включений Якутии выполнено химическим методом в ИМГРЭ (материалы В.В.Иванова и И.П. Илупина). Среднее по кимберлитам южных полей Якутии – 0,73 г/т (7 образцов), среднее по кимберлитам северных полей – 0,80 г/т (4 образца); среднее по перидотитовым включениям южных полей – 0,77 г/т (7 обр.), по перидотитовым включениям северных полей – 1,05 г/т (4 обр.). Для кимберлитов отмечена прямая связь содержаний германия с содержаниями титана и общего железа.

Олово. Полученные нами средние содержания олова в кимберлитах Якутии занимают промежуточное положение между значениями, приведенными в двух ранее опубликованных работах (г/т):

Источник данных	Кимберлиты южной части провинции	Кимберлиты северной части провинции
И.П. Илупин и др., [107]	1	1,6
Л.С.Бородин и др., [26]	6,4 (25)	12 (5)
Наши данные	2,86	3,02

В Далдынском кимберлитовом поле низкие концентрации олова (мэнее 3 г/т) характерны для трубок, расположенных в северо-восточной части поля; содержания выше 3,0 г/т преобладают в группе образцов из центральной и южной частей поля. Среди изученных образцов кимберлитов Верхне-Мунского поля несколько обогащены оловом (3,0 и 3,8 г/т) оба образца из трубки Заполярная. К числу наиболее бедных оловом в Чомурдахском поле принадлежат оба образца из трубки Чомур (2,5 и 2,6 г/т). В коллекции образцов Мало-Куонамского поля относительно много олова (3,2-3,3 г/т) во всех трех образцах группы трубок Сенкю.

Вместе с тем средние значения по кимберлитовым полям весьма близки между собой (табл. 16). Средние по глубинным включениям разных полей тоже мало варьируют, и в среднем несколько превышают концентрации в кимберлитах (табл. 16).

В ингилитах отмечены те же содержания олова, что и в кимберлитах Якутии: среднее из 10 - 3,04 г/т при колебаниях по отдельным образцам от 2,1 до 3,5 г/т.

Свинец. П.Г. Харрис и Е.Миддлмост приводят для свинца в кимберлитах значение - 20 г/т. Сведения о свинце в кимберлитах Якутии имеются в ряде работ (г/т):

Источник данных	Кимберлиты южной части провинции	Кимберлиты северной части провинции
И.П.Илупин и др., [107]	4	6
Л.С. Бородин и др., [26]	20 (25)	25 (5)
В.И.Гоньшакова и др., [71]	4,2 (12)	21 (15)
Материалы В.В.Иванова и И.П.Илупина, спектральный анализ	4,8 (15)	9,6 (14)
Наши данные	1,10	5,56

Наши данные представляются явно заниженными, особенно для кимберлитов южной части провинции. Для получения надежных цифр необходимы точные количественные методы. Сведения по кимберлитам отдельных полей Якутии приведены в табл. 16. При подсчетах средних "не обн." принималось за 0,5 г/т.

Обнаружена обогащенность свинцом образцов, приуроченных к отдельным трубкам или к определенным участкам внутри кимберлитовых полей. Так, в Алаkitском поле повышенный свинец найден в образцах из восточной части поля - из трубок Сытыканская (1,9 и 2,0 г/т), Дружба (1,1 г/т), Снежинка (1,0 и 5,4 г/т); выше отмечено, что эти же образцы обогащены медью. В Далдынском поле среди наиболее богатых свинцом (более 1,0 г/т) большую часть составляют образцы из северо-восточной части поля. В Чомурдахском поле обогащены свинцом оба образца из трубки Чомур (1,5 и 2,0 г/т).

Таблица 16

Среднее содержание (г/т) свинца и олова в кимберлитах и
глубинных ксенолитах Якутии

Объекты	Sn			Pb
	Кимберлиты	Перидотиты	Эклогиты, пироксениты	Кимберлиты
1 (5)	$\frac{3,0}{2,2-3,8}$	-	-	$\frac{2,0}{<1-5,0}$
2 (18)	$\frac{3,1}{1,6-4,0}$	$\frac{3,3(25)}{<1-4,8}$	-	$\frac{1,3}{<1-5,4}$
3 (22)	$\frac{2,7}{1,2-6,0}$	$\frac{3,2(23)}{1,7-6,3}$	-	$\frac{1,0}{<1-3,0}$
4 (9)	$\frac{2,8}{1,3-3,8}$	$\frac{3,3(10)}{1,0-4,8}$	-	$\frac{1,1}{<1-1,8}$
5 (8)	$\frac{3,0}{2,4-3,6}$	$\frac{4,0(13)}{1,4-12}$	$\frac{1,8(10)}{1,3-2,5}$	$\frac{1,4}{1,0-2,0}$
6 (10)	$\frac{3,0}{1,4-4,0}$	-	-	$\frac{2,2}{<1-4,5}$
7 (4)	$\frac{3,1}{2,2-4,0}$	-	-	$\frac{2,3}{<1-3,5}$
8 (4)	$\frac{2,9}{1,9-4,0}$	$\frac{2,5(6)}{1,8-3,0}$	$\frac{2,6(8)}{1,4-5,6}$	$\frac{2,3}{1,0-5,5}$
9 (9)	$\frac{3,1}{2,7-3,3}$	-	-	$\frac{5,7}{1,0-12}$
10 (8)	$\frac{2,8}{1,8-5,1}$	-	-	$\frac{14}{1,0-32}$
11 (7)	$\frac{3,1}{1,9-4,3}$	-	-	$\frac{8,1}{1,0-14}$
I (49)	2,9			1,1
II (48)	3,0			5,6
III	2,9			2,4

Средние по кимберлитовым полям заметно различаются; выделяются повышенными содержаниями свинца кимберлиты северо-западной части провинции – Мало-Куонамское, Лучаканское и Куонамское (при отсутствии видимой свинцовой минерализации). Галенит среди вторичных образований встречен в некоторых кимберлитовых телах Мало-Ботубинского, Далдынского, Мерчимденского полей; не исклю-

чено, что с подобной минерализацией связано высокое среднее содержание свинца южных полей, приведенное в работе Л.С. Бородина с соавторами.

В большинстве образцов глубинных включений свинец не обнаружен. Исключение составляют ксенолиты Чомурдахского и Омонос-Кутугунского полей. Отдельные образцы из трубок Чомур и Надежная показали 15-16 г/т свинца, два перидотита из трубки Дружба - 41-48 г/т, а образец Р-701 - 580 г/т свинца (среднее из двух).

В одном образце ингилита - 350 г/т свинца, в остальных 9 образцах - от "не обн." до 7,1 г/т, среднее из 9 - 2,92 г/т.

Висмут. Результаты определения содержаний висмута в кимберлитах Якутии изложены в работе Э.А. Дунин-Барковской и А.В.Уханова [91]. Среднее по кимберлитам базальтоидного типа (22 пробы) - 31 мг/т Вi, в том числе по 11 пробам порфировых кимберлитов - 22 мг/т, а по 11 пробам кимберлитовых брекчий - 41 мг/т; среднее по 5 пробам кимберлитов слюдяного типа - 36 мг/т. Разнообразные включения глубинных пород из трубки Обнаженная (42 образца) показали в среднем 18 мг/т Вi, при колебаниях по отдельным образцам от 11 до 30 мг/т.

Авторы статьи отмечают локальные различия содержания в пределах Далдынского поля: в образцах из трубки Дальняя (южная часть поля) висмута больше (40 и 83 мг/т), чем в образцах трубок Удачная и Полярная (11, 33, 25 мг/т), расположенных в северной части поля. Различия между порфировыми кимберлитами и брекчиями позволяют предположить связь висмута с кальцием; эта связь видна при сопоставлении концентраций висмута и кальция в образцах кимберлитов Куойского поля.

Селен. Поведение селена в кимберлитах и глубинных включениях Якутской провинции изучено С.Ф. Соболевым с соавторами [230]. Среднее по 28 объектам (трубкам и дайкам) всей провинции - 130 мг/т Se, пределы колебаний по отдельным объектам - от 40 до 230 мг/т. В подсчет средних не вошло экстремально высокое значение (600 мг/т) для кимберлита трубки Обнаженная, связанное, видимо, с повышенным содержанием серы (вторичные сульфиды) в этой трубке. Содержание селена в глубинных включениях (по группам образцов) - от 80 до 340 мг/т.

Содержания селена в кимберлитах и в глубинных включениях близки к оценкам средних его концентраций в основных и ультраосновных породах, по Л.С.Бородину с соавторами [27].

Фтор и хлор. Сведения об этих элементах даются по материалам Д.И. Павлова и И.П. Илупина (анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР). Среднее (по 28 образцам) содержание фтора в кимберлитах южной части Якутской провинции равно 0,24%, содержание хлора - 0,15%. Для кимберлитов северной части провинции (17 образцов) в среднем получено 0,18% фтора и 0,07% хлора. Средние данные по кимберлитам зарубежных провинций, исключая Центральную Индию (где содержание фтора аномаль-

Таблица 17

Средние содержания некоторых компонентов в изученной коллекции кимберлитов Якутской провинции

Компонент, г/т	Среднее по южным полям $C_{Ю}$	Среднее по северным полям C_C	$C_C/C_{Ю}$	Среднее по Якутской провинции $0,7 C_{Ю} + 0,3 C_C$
K_2O , % массы	0,37	1,49	4,03	0,71
Al_2O_3 , % массы	2,42	3,55	1,47	2,76
TiO_2 , % массы	1,85	2,73	1,48	2,11
ΣFeO , % массы	6,93	9,08	1,31	7,58
B	103	203	1,97	133
V	44	110	2,50	64
Cr	496	795	1,60	586
Co	73	106	1,45	83
Ni	1104	857	0,78	960
Zr	106	138	1,30	115
Mo	1,3	2,0	1,54	1,5
W	2,4	2,7	1,13	2,5
Cu	49	74	1,51	56
Ag, мг/т	53,9	79,6	1,48	61,6
Zn	17	18	1,06	18
Ga	5,7	8,7	1,53	6,6
Sn	2,9	3,0	1,03	2,9
Pb	1,1	5,6	5,09	2,4

но повышено - 0,492%), по данным Д.К. Пауля с соавторами, для фтора - 0,165%, для хлора - 0,015%. Значительно более высокая (по сравнению с зарубежными образцами) концентрация хлора в кимберлитах Якутии объясняется, скорее всего, поступлением рассолов из вмещающих якутские кимберлиты нижнепалеозойских осадочных пород [182].

Из близповерхностных горизонтов кимберлитовых трубок галит в значительной части вымыт поверхностными (вадозными) водами; приведенные выше средние значения получены как раз по образцам из неглубоких горных выработок. В образцах из буровых скважин, с глубин более 200 м, содержание хлора нередко достигает 1% и более. Относительно низкое содержание хлора в кимберлитах северных полей Якутской провинции, вероятно, связано с тем, что на этой территории рассолы в осадочном чехле менее обильны и менее концентрированные, чем в южной части провинции.

Минералами-концентраторами фтора в кимберлитах являются флогопит и апатит. Кимберлиты северных полей провинции в среднем богаче калием и фосфором (соответственно – богаче "нормативными" флогопитом и апатитом), чем кимберлиты южных полей. Следовательно, можно ожидать и обогащение кимберлитов севера провинции фтором. Обратная картина, скорее всего, объясняется недостаточной представительностью изученной коллекции.

Какая-то часть хлора имеет глубинное происхождение. Хлор найден в джерфишерите в количестве 0,73–1,30%.

Заканчивая обзор геохимии кимберлитов, приведем обобщенную характеристику изученной нами коллекции. В табл. 17 показаны средние значения для южной и северной частей Якутской провинции, а также степень обогащенности кимберлитов северных полей по сравнению с южными.

Ряд компонентов (цирконий, молибден, медь, серебро, галлий) обнаружили практически то же значение отношения $C_c/C_{ю}$ (1,30–1,50), какое характеризует алюминий, титан, железо. Близко к единице то же отношение у вольфрама, цинка и олова. Максимальное значение $C_c/C_{ю}$ найдено у калия и свинца.

Глава 3

ГЕОХИМИЯ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ ЭТАЛОННЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ЯКУТИИ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Детальное изучение многих кимберлитовых трубок Якутии показало, что содержание в них глубинных ксенолитов колеблется в широких пределах – от исчезающе малого количества до 1% от объема кимберлитовой брекчии. В Мало-Ботусбинском районе наиболее высокое содержание глубинных ксенолитов установлено в трубке Мир (0,4–0,6% объема кимберлитов). Из кимберлитовых тел Далдыно-Алакитского района наиболее богаты ксенолитами трубки Удачная (в Восточной 0,3–0,6%, в Западной 0,1–0,3%), Сытыканская. Повышенное содержание глубинных ксенолитов установлено и в трубках Заполярная, Новинка, Комсомольская, Зимняя Верхне-Мунского района. Из кимберлитовых тел Средне-Оленекского района наиболее богаты ксенолитами трубки Чомур, Дружба, Ленинград; Нижне-Оленекского района – трубки Слюдянка и особенно Обнаженная.

Ранее указывалось, что включения глубинных пород присутствуют только в кимберлитовых брекчиях жерловой фации (Соболев, Харьков, [231]). Сейчас этот вывод следует пересмотреть, так как многочисленные ксенолиты ультрабазитов обнаружены в кимберлитовой жиле № 4, сочленяющейся с трубкой Удачная. Однако во всех

случаях повышенное содержание глубинных включений характерно для кимберлитов, сформировавшихся в завершающий этап вулканической деятельности, в стадию убывающей активности кимберлитовых очагов. Ксенолиты встречаются как в приповерхностных частях трубок, так и на глубине 1–1,2 км, причем существенных изменений в распределении ксенолитов до указанной глубины не установлено (трубки Мир, Удачная, Сытыканская).

Размер обломков глубинных пород в трубках варьирует от нескольких миллиметров до 10–15 см в поперечнике. Относительно редко встречаются включения размером 20–30 см. В трубке Удачная–Восточная обнаружены два совершенно уникальных по величине ксенолита катаклазированных лерцолитов: один размером 55 × 50 × 40 см весом 130 кг, второй 54 × 34 × 30 см. Здесь же найден ксенолит катаклазированного ильменитового лерцолита весом 15 кг. Форма включений самая разнообразная, но преобладают желваки овальной или эллипсоидальной формы с гладкой, как бы отполированной, поверхностью.

Контакты ксенолитов с кимберлитовой брекчией всегда четкие, резкие. Только в одном случае на контакте гранатового лерцолита с кимберлитом (трубка Новинка Верхне-Мунского района) образовалась реакционная кайма шириной 2 мм, сложенная амфиболом волокнистого строения. В подавляющем большинстве трубок келифитовая оболочка на контакте с кимберлитом значительно шире, чем со стороны включения. Ксенолиты глубинных пород в большинстве трубок подверглись частичному или даже полному замещению вторичными минералами, в основном серпентином, причем степень замещения ксенолитов зависит от интенсивности вторичных изменений самих вмещающих кимберлитов (трубки Мир, Удачная), т.е. серпентинизация ксенолитов происходила после захвата их кимберлитами.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Детальное изучение большой коллекции глубинных ксенолитов из кимберлитовых трубок Якутии (около 4 тыс. образцов) показало исключительное разнообразие пород, слагающих ксенолиты. Аналогичный спектр глубинных пород обнаружен также в кимберлитах Южной Африки. Это указывает на глубокую степень дифференциации вещества верхней мантии под древними платформами, чем они принципиально отличаются от всех других типов геотектонических структур. По содержанию отдельных видов глубинных ксенолитов кимберлитовые трубки Якутии подразделяются на несколько групп: а) с преобладанием гранатовых лерцолитов (трубка Мир); б) с преобладанием катаклазированных гранатовых перидотитов (трубка Удачная); в) с преобладанием ксенолитов существенно оливиновых пород с гранатом (трубка Айхал Далдыно–Алакитского района и трубки Верхне-Мунского района); г) с преобладанием гроспидитов (трубка

Таблица 18

Химический состав (% массы) глубинных ксенолитов трубки Мир

Компо- ненты	1(4)	2(15)	3(24)	4(5)	5(2)	6(2)
SiO ₂	41,25	41,55	43,26	41,63	44,95	42,61
TiO ₂	0,04	0,05	0,06	0,18	0,15	0,08
Al ₂ O ₃	1,60	1,30	3,68	1,68	1,98	0,76
Cr ₂ O ₃	0,33	0,24	0,36	0,25	0,37	0,14
Fe ₂ O ₃	1,07	1,30	2,08	1,33	1,84	0,95
FeO	6,36	6,20	5,77	6,71	6,04	6,12
NiO	0,23	0,23	0,20	0,21	0,18	0,21
MnO	0,12	0,11	0,13	0,12	0,04	0,10
MgO	43,27	43,82	37,04	42,29	39,66	43,74
CaO	0,45	0,57	2,17	0,63	0,77	0,30
K ₂ O	0,11	0,10	0,12	0,11	0,12	0,68
Na ₂ O	0,13	0,11	0,24	0,13	0,11	0,08
P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,05	-	0,07	0,04
CO ₂	-	-	0,66	0,38	0,84	0,46
H ₂ O ⁺	3,81	3,54	3,34	3,54	2,20	3,60
H ₂ O ⁻	0,43	0,50	0,47	0,59	0,68	0,49
S _{общ.}	0,04	0,02	0,06	0,04	0,04	0,08
П.п.п.	0,20	0,23	0,14	0,24	0,06	0,09
Сумма	99,51	99,93	99,82	100,15	100,20	99,96
f	8,2	8,0	9,3	8,7	8,7	7,7

Примечание. 1 - оливиниты (D); 2 - дуниты (C₃); 3 - лерцолиты с повышенным содержанием клинопироксена (C₂); 4 - катаклазированные гранатовые перидотиты (C₃); 5 - гранатизированные шпинелевые перидотиты (C₁); 6 - шпинелевые перидотиты (B); 7 - перидотиты без граната и без шпинели (B); 8 - гранатовые пироксениты с повышенным содержанием энстатита (C₁); 9 - гранатовые пироксениты с повышенным содержанием

	7(4)	8(11)	9(7)	10(7)	11(11)	12(15)	13(7)
	43,17	51,04	46,97	45,91	43,63	43,16	32,50
	0,15	0,17	0,22	0,54	0,70	0,39	14,11
	0,82	3,38	4,09	15,02	13,34	15,08	1,84
	0,13	0,63	0,48	0,11	0,17	0,11	0,31
	1,08	4,33	3,51	3,31	4,11	1,50	7,83
	6,90	3,68	4,43	7,43	7,15	5,40	9,59
	0,24	0,09	0,09	-	0,043	-	0,073
	0,12	0,16	0,18	0,19	0,20	0,19	0,13
	42,18	31,15	22,99	12,38	15,03	20,70	24,43
	0,53	1,68	11,51	9,86	10,22	7,74	1,54
	0,07	0,10	0,15	0,66	0,41	0,29	0,31
	0,07	0,15	0,33	2,41	1,65	0,68	0,38
	0,03	0,05	0,07	-	0,10	0,07	0,046
	0,40	0,28	0,80	-	0,30	0,36	0,22
	3,32	2,27	2,72	-	1,90	2,90	6,11
	0,52	0,67	0,65	-	0,35	0,64	-
	0,04	0,05	0,07	-	-	0,10	0,29
	0,2	0,56	0,22	2,35	0,95	1,32	-
	100,00	100,44	99,49	100,17	100,26	100,63	99,71
	9,5	9,2	12,6	28,7	25,3	14,0	23,2

клинопироксена (C₁); 10 - алмазоносные эклогиты (D); 11 - неалмазоносные эклогиты магнезиально-железистой группы (D-C₃); 12 - магнезиальные эклогиты (C₂); 13 - ильменитовые гипербазиты (C₂-B). В скобках после номера количество анализов, после названия породы - фациальный индекс. Для расчета средних составов использованы анализы А.Д. Харькина и А.Н. Пономаренко.

Загадочная Далдыно-Алакитского района); д) с повышенным содержанием шпинелевых и шпинель-гранатовых гипербазитов, флогопит-содержащих ильменитовых перидотитов и пироксенитов (трубка Обнаженная).

На основании детального изучения минералов ксенолитов В.С. Соколов, Н.Л. Добрецов и Н.В. Соколов разработали классификацию ксенолитов по фациям глубинности и предложили модель расслоен-

ной по вертикали верхней мантии Сибирской платформы [224, 225, 227]. Основным критерием для разделения ксенолитов на фациальные группы и выделения фаций глубинности являлось содержание хрома в гранате, диопсиде, хромите, так как признаком парагенезисов высоких давлений является повышение предельного содержания хрома в силикатах за счет перехода его из окислов [226]. Подтверждением большой роли хрома при глубинном минералообра-

Таблица 19

Среднее содержание микроэлементов (г/т) в глубинных ксеноли

Элементы	1(4)	2(3)	3(37)	4(3)	5(4)
Ni	1600	1233	1399	1867	1575
Co	102	124	105	113	106
V	18	23	56	46	49
Cu	31	36	29	18	22
Zn	91	76	57	59	57
Pb	4,3	4,0	4,9	5,2	4,0
Ag	0,048	0,043	0,040	0,039	0,030
Mo	0,8	-	1,0	1,0	1,0
Sn	3,8	4,3	3,4	4,8	3,6
W	0,4	-	0,8	7,5	4,0
Ga	3,8	3,4	3,8	2,5	3,0
Zr	76	105	76	77	63
Ta	2,3	-	2,1	0,4	0,4
Nb	7,4	-	12,8	1,8	1,8
B	64	34	45	24	51

Примечание. 1 - гранатовые дуниты и лерцолиты (D-C₃); 2 - катаклазированные гранатовые лерцолиты (C₃); 3 - гранатовые лерцолиты (C₂); 4 - гранитизированные шпинелевые лерцолиты (C₁); 5 - шпинелевые лерцолиты (B); 6 - лерцолиты без граната и шпинели (B); 7 - гранатовые пироксениты магнезиальные (C₂);

зовании служат эксперименты по хромсодержащим системам [294, 298, 157], а также равновесный парагенезис высокохромистых минералов (гранат, хромит, хромдиоксид) с алмазом, образование которого при особо высоких давлениях вызывает наименьшее число возражений. В.С. Соболевым, Н.Л. Добрецовым и Н.В. Соболевым выделены следующие фации и субфации глубинности (значения давления и глубины здесь и ниже даются для 1000°C): А-В - анортит-форстеритовая (3,5-7 кбар); В - шпинель-пироксенитовая (7-17 кбар); С - графит-пироповая с субфациями - С₁ - шпинель-пироповая (17-22 кбар), С₂ - гроспидитовой (22-34 кбар), С₃ - коэситовой (34-40 кбар); D - алмаз-пироповая (>40 кбар).

Характеристика глубинных ксеногенных пород по перечисленным фациям и субфациям глубинности, начатая нами ранее [259, 260], ниже дается для гораздо более представительного материала по наиболее хорошо изученным, эталонным в отношении глубинных ксенолитов, трубкам Якутии: Мир (табл. 18, 19), Удачная (табл. 20, 21, 22), Верхне-Мунского района (табл. 23, 24), Обнаженная (табл. 25, 26).

тах трубки "Мир"

	6(3)	7(2)	8(11)	9(9)	10(14)	11(3)
	1967	1250	1109	891	1008	789
	105	110	86	78	89	115
	19	245	134	153	152	482
	37	88	76	76	85	134
	114	55	67	57	75	68
	4,5	4,6	5,3	4,8	4,6	5,9
	0,032	0,055	0,047	0,052	0,110	0,116
	-	-	-	1,4	1,5	1,5
	4,4	7,5	3,6	3,3	3,6	7,8
	-	-	-	0,7	0,8	1,0
	3,3	6,2	4,6	8,9	6,1	10
	85	96	91	72	90	63
	-	-	-	1,6	1,3	12,3
	-	-	-	19,3	1,8	112
	24	10	43	30	44	93

8 - гранатовые пироксениты магнезиально-железистые (C₁); 9 - эклогиты магнезиально-железистые (D-C₃); 10 - эклогиты магнезиальные (C₂); 11 - ильменитовые гипербазиты (B). В скобках после номера количество анализов, после названия породы - фациальный индекс. Аналитики Т.Г. Ватутина, Э.Д. Голубева, С.П. Славкина.

Ксенолиты алмаз-пироповой фации присутствуют только в алмазоносных трубках. Сейчас найдено около двух десятков ксенолитов ультраосновных пород с алмазами. Среди них преобладают высокомагнезиальные дуниты, содержащие зерна граната и хромита, а также встречаются лерцолиты с небольшой примесью клинопироксена и ортопироксена. Из алмазоносных ксенолитов химические анализы пока не выполнены, но, судя по минеральному составу, по которому можно легко реконструировать состав пород, они принадлежат к высокомагнезиальным породам, содержащим мало титана, щелочей, железа и кальция. Близкими по составу к алмазоносным ультрабазитам являются ксенолиты дунитов, гарцбургитов и лерцолитов с высокохромистым фиолетово-красным гранатом из трубки Мир (табл. 18, ан. 1) и трубок Верхне-Мунского района (табл. 23, ан. 1).

Алмазсодержащие парагенезисы ультраосновных пород имеют исключительно низкое содержание щелочей. Опубликованные в последнее время упоминания о присутствии в составе ксенолитов алмазоносной ультраосновной породы флогопита [282] не могут изменить

Таблица 20

Химический состав (% массы) глубинных ксенолитов трубки "Удачная"

Компо- ненты	1(22)	2(10)	3(10)	4(34)	5(1)	6(3)
SiO ₂	40,77	39,70	39,68	40,35	36,72	30,19
TiO ₂	0,11	0,14	0,20	0,21	1,26	0,13
Al ₂ O ₃	1,30	1,43	2,65	2,08	1,15	29,94
Cr ₂ O ₃	0,30	0,55	0,40	0,45	0,05	0,43
Fe ₂ O ₃	2,51	3,26	2,39	3,32	4,60	5,54
FeO	5,84	4,97	5,96	5,12	4,10	2,72
NiO	0,19	0,18	0,18	0,22	0,05	-
MnO	0,10	0,12	0,12	0,11	0,07	0,21
MgO	42,54	37,47	37,07	38,06	35,39	22,88
CaO	1,15	1,89	2,08	1,92	0,95	3,42
K ₂ O	0,18	0,16	0,16	0,16	0,06	0,36
Na ₂ O	0,14	0,23	0,29	0,29	0,45	0,07
P ₂ O ₅	0,03	0,12	0,08	0,14	0,11	0,05
SO ₃	0,10	0,08	0,04	0,08	-	-
CO ₂	0,38	0,50	0,08	0,46	-	-
П.п.п.	4,55	9,89	8,46	7,43	14,84	3,32
Сумма	100,19	100,69	99,84	100,40	99,61	99,26
f	8,4	8,9	9,7	8,8	8,9	11,2

Примечание. 1 - гранатовые оливиниты, дуниты, лерцолиты (C₃); 2 - катаклазированные лерцолиты, содержащие фиолетово-красный гранат (C₃); 3 - катаклазированные лерцолиты, содержащие оранжево-красный гранат (C₃); 4 - все разновидности катаклазированных лерцолитов (C₃); 5 - ильменитсодержащий катаклазированный лерцолит (C₃); 6 - шпинель-гранатовые породы (C₁); 7 - шпинельные лерцолиты без граната (B); 8 - лерцолиты без граната и без шпинели (B); 9 - гранатовые вебстериты (C₂); 10 - гранатовые вебстериты с повышенным содержанием ортопироксена (C₂); 11 - гранатовые вебстериты с первичной слюдой (C₂); 12 - веб-

представления о низком содержании калия в глубинных ксенолитах этого типа, так как флогопит в этой породе обнаружен в составе келифитовой каймы вокруг граната и количество его настолько мало, что не может повлиять на баланс этого элемента в породе. Кроме того, флогопит здесь является вторичным минералом и калий мог быть заимствован для его образования в других термодинамических условиях. Недостаточно обоснованным, по нашему

	7(10)	8(5)	9(2)	10(2)	11(2)	12(3)	13(2)
	39,35	41,54	40,95	48,61	43,82	44,76	38,12
	0,08	0,11	1,55	0,49	1,10	1,88	1,45
	0,18	2,98	9,52	6,18	9,77	4,97	5,65
	0,25	0,71	0,05	0,18	0,18	0,28	0,19
	1,43	0,58	2,05	2,45	1,20	2,36	2,08
	6,15	7,94	13,80	12,24	11,68	11,81	7,10
	0,22	0,20	0,01	0,08	0,03	-	0,15
	0,11	0,14	0,18	0,22	0,20	0,21	0,12
	42,05	41,94	21,15	24,47	18,16	20,17	32,69
	0,62	1,64	3,88	3,69	9,20	8,67	1,73
	0,18	0,29	0,44	0,31	1,18	0,37	2,68
	0,11	0,21	0,59	0,42	1,14	0,98	0,66
	0,06	0,04	0,28	0,02	0,09	0,18	0,06
	0,13	-	0,07	0,07	-	-	0,20
	0,32	-	0,11	-	-	-	1,88
	7,90	1,80	4,97	0,71	2,03	3,77	5,86
	100,14	110,12	99,60	100,14	99,72	100,41	100,62
	8,3	9,8	28,0	23,3	13,6	26,3	12,1

стериты (C₂); 13 - лерцолиты со слюдой (C₂); 14 - энстатиты с низким содержанием слюды и клинопироксена (C₂); 15 - алмазоносные эклогиты двуминеральные (D); 16 - алмазоносные эклогиты дистеновые (D); 17 - неалмазоносные эклогиты магнезиально-железистого типа (C₃); 18 - неалмазоносные эклогиты магнезиального типа (C₂); 19 - гриблендиты (C₁). В скобках после номера количество анализов, после названия породы - фациальный индекс. Для расчета средних составов использованы анализы В.П. Серенко и А.Д. Харькина. Средние составы алмазоносных эклогитов и шпинель-гранатовых пород рассчитаны по данным А.И. Пономаренко.

мнению, является заключение о первичном характере включения флогопита в алмазе [287], для которого лишь указано, что он обнаружен в виде чешуйки, найденной после дробления кристалла алмаза.

Примерно такая же картина наблюдается и в отношении титана. Обнаруженный недавно алмазоносный гранатовый лерцолит с пикроильменитом в кимберлитах трубки Удачная [192] не свидетельствует о повышенном содержании титана в алмазоносных породах

Таблица 20 (окончание)

Компо- ненты	14(3)	15(5)	16(4)	17(2)	18(2)	19(5)
SiO ₂	46,92	45,03	42,18	41,05	39,42	41,19
TiO ₂	0,29	0,47	0,39	1,24	0,64	0,64
Al ₂ O ₃	3,21	15,33	23,88	11,63	10,60	9,98
Cr ₂ O ₃	0,88	0,12	0,04	0,38	0,15	0,08
Fe ₂ O ₃	2,05	-	2,69	1,46	0,68	5,89
FeO	5,06	7,87	6,01	10,55	11,61	6,41
NiO	0,11	0,019	0,05	-	0,04	0,03
MnO	0,11	0,18	0,15	0,28	0,19	0,15
MgO	33,17	13,98	10,24	14,65	21,37	20,20
CaO	1,90	12,27	12,45	13,43	9,50	7,70
K ₂ O	0,48	1,20	0,98	0,40	0,87	0,49
Na ₂ O	0,31	1,33	1,04	1,26	0,54	1,11
P ₂ O ₅	-	0,08	-	0,15	0,07	0,06
SO ₃	0,39	-	-	0,17	0,13	-
CO ₂	-	-	-	0,22	1,35	-
П.п.л.	5,33	1,87	0,74	2,45	3,13	6,38
Сумма	100,21	99,75	100,84	99,32	100,29	100,31
f	9,2	24,0	28,5	30,2	23,7	20,0

ультраосновного состава, так как содержания пикроильменита в этом ксенолите не превышают сотых долей процента, поэтому концентрация титана в породе не может быть высокой. Появившиеся в последнее время сообщения об обнаружении алмаза в ильменитовом лерцолите из трубки Мир, где ильменит является породообразующим минералом [39], на наш взгляд, не обоснованы, так как в дробленном материале этого ксенолита вместе с мелким алмазом присутствовали обломки кимберлита, от которого, по-видимому, не был очищен ксенолит перед дроблением, поэтому алмаз скорее всего попал в протолочку из кимберлита, а не из ксенолита.

Алмазоносные парагенезисы основных пород чрезвычайно разнообразны по составу. Среди них изучены единичные образцы, близкие к магнезиальным эклогитам, и минеральные парагенезисы с повышенным содержанием кремнекислоты, которая иногда образует самостоятельную фазу в виде коэсита [229]. Широкие вариации в содержании отдельных компонентов в алмазоносных эклогитах обу-

словлены особенностями минерального состава: присутствие в породе корунда или дистена, наряду с гранатом и клинопироксеном, приводит к резко повышенному содержанию глинозема. Наиболее распространенными среди алмазоносных эклогитов являются магнетально-железистые разновидности, для которых присуще повышенное содержание титана, железа и относительно низкое — магния (табл. 18, ан. 10; табл. 20, ан. 15, 16). Кроме того, алмазоносные эклогиты характеризуются высоким содержанием щелочей, особенно натрия, основным концентратом которого является жадеитовый клинопироксен. Алмазоносные эклогиты отличаются от других разновидностей этих пород также повышенным содержанием калия. Вопрос о содержании калия в эклогитах обсуждался в работе [231], где было показано, что повышенные концентрации этого элемента в эклогитах из кимберлитов обусловлены наложенным калиевым метасоматозом, под воздействием вмещающих кимберлитов. Однако более высокое содержание калия в алмазоносных эклогитах по сравнению с неалмазоносными отражает первичную природу этих пород, так как обычно в одних и тех же трубках вторичные изменения алмазоносных и неалмазоносных кимберлитов примерно одинаковые, в то время как содержания калия резко различны. Концентратом части калия в алмазоносных эклогитах является клинопироксен [227], а значительная часть этого элемента, по-видимому, концентрируется в межзерновом пространстве или в каких-то пока недиагностированных фазах. В алмазоносных эклогитах установлено повышенное содержание титана, концентратом которого является рутил, гранат и клинопироксен.

Породы коэситовой субфации графит-пироповой фации так же, как и породы предыдущей фации, принадлежат к особо глубинным образованиям. Они присутствуют главным образом в алмазоносных трубках. Состав этих пород разнообразный. Их изучение в трубках Мир, Удачная и в трубках Верхне-Мунского района показало, что преобладающими разновидностями являются гранатовые лерцолиты с высокохромистым фиолетово-красным гранатом. Эклогиты и некоторые разновидности пироксенитов встречаются относительно редко. Особую группу пород этой субфации составляют катаклазированные лерцолиты, изученные нами и другими исследователями в трубках Мир, Удачная, Новинка, Заполярная и др. Гранатовые лерцолиты равномернозернистой структуры по составу близки к описанным выше хромпироповым дунитам и гарцбургитам, хотя среди них встречаются разновидности с несколько повышенным содержанием CaO и Al_2O_3 .

Катаклазированным разновидностям ксенолитов в настоящее время уделяется особое внимание как конкретному фактическому материалу, который, по мнению ряда исследователей [277], свидетельствует о перемещении литосферных плит. Эти породы являются сильно деформированными образованиями, порфиновый узор которых был создан катаклизом за счет дробления оливина, ромбического и моноклинного пироксенов. Гранат, более устойчивый к деформациям,

Таблица 21

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в глубинных ксенолитах трубки "Удачная-Восточная"

Элемент	1(14)	2(21)	3(2)	4(2)	5(7)	6(10)	7(3)	8(1)	9(2)
Ni	2310	1831	2050	1760	1158	1575	508	950	57
Co	154	112	23	111	127	110	32	48	11
V	50	55	128	21	29	11	23	22	35
Cu	21	22	35	17	31	11	21	110	17
Zn	17	21	6,4	34	19	25	13	28	6,9
Pb	3,9	3,9	2,5	5,9	5,7	5,8	5,5	9,5	3,8
Ag	0,023	0,029	0,021	0,032	0,039	0,044	0,029	0,067	0,050
Mo	1,2	1,9	-	2,5	2,5	0,9	1,0	-	4,5
Sn	3,2	2,4	1,9	2,4	3,1	3,4	1,9	2,1	1,1
W	5,8	7,3	-	1,2	11,2	3,5	3,9	-	2,2
Ga	3,8	7,6	2,5	1,8	2,9	3,4	1,8	4,9	4,0
Zr	61	55	38	90	56	69	105	95	66
Ta	0,4	-	-	3,9	2,3	-	0,4	-	-
Nb	1,8	-	-	3,5	3,5	1,8	1,8	-	-
B	383	223	330	215	92	95	79	250	13

Примечание. 1 - катаклазированные лерцолиты, содержащие фиолетово-красный гранат (C_3); 2 - катаклазированные лерцолиты, содержащие оранжево-красный гранат (C_3); 3 - ильменитсодержащие катаклазированные лерцолиты (C_3); 4 - равномернозернистые лерцолиты, содержащие высокохромистые гранаты (C_3); 5 - равномернозернистые лерцолиты, содержащие гранат умеренной хромистости (C_2); 6 - шпинелевые лерцолиты (B); 7 - гранатовые пироксениты (C_1); 8 - слюдястые энстатиты (B); 9 - эглогиты магнезиально-железистые (C_3). В скобках после номера количество анализов, после названия породы - фациальный индекс. Аналитики Э.Д. Голубева, А.П. Гречишева, Т.Г. Ватутина.

сохранился в виде порфировых вкрапленников. Минералы, слагающие катаклазированные перидотиты, обладают рядом признаков, позволяющих относить их к особо глубинным образованиям [230]. По данным Б.Г. Лутца с соавторами [154], катаклазированные разновидности лерцолитов характеризуют состав астеносферного слоя верхней мантии и отличаются от равномернозернистых гранатовых лерцолитов повышенным содержанием железа, титана и щелочей. По их мнению, они менее истощены базальтовым материалом, чем равномернозернистые лерцолиты. Приведенные в табл. 18, 20, 23 составы катаклазированных и равномернозернистых лерцолитов не только из трубки Удачная, но из трубки Мир и трубок Верхне-Мунского района указывают на сходство этих двух групп пород. Можно говорить лишь о повышенном количестве титана в катаклазированных лерцолитах из трубок Мир и Удачная (примерно в два раза) по сравнению с равномернозернистыми. По всем остальным окислам эти породы перекрываются.

Интересно рассмотреть состав катаклазированных лерцолитов в зависимости от состава граната. Дело в том, что катаклазированные перидотиты содержат широкий спектр гранатов: от высокохромистых (кноррингитсодержащих) $cN = 1,752-1,794$ до низкохромистых $cN = 1,736-1,748$. По экспериментальным данным низкохромистые гранаты образуются при пониженных давлениях. Поэтому можно было бы считать, что катаклазированные гранатовые лерцолиты образовались в широком интервале РТ-условий: с высокохромистым гранатом при высоком давлении, т.е. на больших глубинах, а низкохромистым — при пониженном давлении. Как можно судить из средних составов пород, приведенных в табл. 20 (ан. 2, 3), катаклазированные разновидности с высокохромистым пиропом отличаются от подобных пород с низкохромистым пиропом более низким содержанием Al_2O_3 и CaO , что выражается в более высоком содержании клинопироксена во втором случае. Таким образом, на приведенном материале подтверждается выявленная И. Фиалой [285] для чешских гранатовых перидотитов зависимость хромистости гранатов от содержания глинозема в породе. Постоянное содержание в породах Cr_2O_3 с переменным Al_2O_3 , а, следовательно, с переменным $Cr/(Cr+Al)$ обуславливает исключительное разнообразие состава хромсодержащих силикатов в условиях наиболее высоких давлений.

Интересны для решения петрологических вопросов катаклазированные гранатовые лерцолиты с пикроильменитом, обнаруженные в кимберлитах трубки Удачная (табл. 20, ан. 5). От обычных катаклазированных лерцолитов ильменитсодержащие отличаются повышенным содержанием TiO_2 (1,26%) за счет мелких зерен пикроильменита, которые обычно находятся внутри зерен оранжевого пироба, образуя в нем изометрические или округлые включения, количество которых достигает 10–30% от объема зерна граната. Повышенное содержание титана в гранатах катаклазированных лерцолитов является их характерной чертой, так как даже в высокохро-

Таблица 22

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в глубинных ксенолитах трубки Удачная-Западная

Элемент	1(3)	2(4)	3(1)
Ni	1707	1888	850
Co	108	116	81
V	32	21	24
Cu	18	4,2	6,3
Zn	5,8	7,3	13
Pb	18	3,0	1,5
Ag	0,080	0,049	0,040
Mo	1,0	1,3	1,0
Sn	32	3,3	3,1
W	1,6	3,2	6,4
Ga	3,2	3,3	3,2
Zr	152	182	166
B	36	69	31

Примечание. 1 - серпентинизированные катаклазированные лерцолиты (C₃); 2 - серпентинизированные равномернозернистые лерцолиты (C₂); 3 - пикроильменитовые серпентиниты (B). В скобках после номера количество анализов, после названия породы - фациальный индекс. Аналитики Э.Д. Голубева, А.П. Гречишева.

Таблица 23

Химический состав (% массы) глубинных ксенолитов трубок

Компонент	1(7)	2(4)	3(3)	4(1)
SiO ₂	37,42	36,69	37,13	14,80
TiO ₂	0,05	0,08	0,06	0,54
Al ₂ O ₃	1,86	1,60	6,27	13,58
Cr ₂ O ₃	0,24	0,25	0,31	28,61
Fe ₂ O ₃	2,38	2,52	3,68	4,92
FeO	4,99	4,92	4,72	11,66
NiO	0,25	0,21	0,20	0,11
MnO	0,11	0,11	0,14	0,19
MgO	42,23	40,61	35,35	13,72
CaO	1,99	1,65	2,93	7,80

мистых разновидностях этого минерала содержания TiO₂ достигают 1,56% [230].

Оригинальный состав имеет ксенолит рудного (хромитового) верлита из трубки Зимняя (табл. 23, ан. 4), характеризующийся высоким содержанием алюминия, хрома, железа, кальция. Он сложен хромитом (около 60%), зеленым гранатом (около 30%), измененным оливином и клинопироксеном. Находка хромитового верлита говорит о том, что в мантийной области встречаются участки, обогащенные рудным веществом, которые могли образоваться за счет фракционирования на больших глубинах (свыше 150 км).

Ксенолиты гросспидитовой субфации глубинности характеризуются широкой серией составов - от ультраосновного до основного, нередко высокоглиноземистого. К ним относятся гранатовые лерцолиты равномернозернистой структуры, содержащие фиолетово-красный пироп с умеренной хромистостью (табл. 18, ан. 2, 3; табл. 25, ан. 1-4); некоторые разновидности пироповых пироксенитов (табл. 20, ан. 9-14; табл. 23, ан. 6, 7; табл. 25, ан. 8); гросспидиты; магnezальные эклогиты (табл. 18, ан. 12; табл. 20, ан. 18; табл. 25, ан. 9). Химический состав гранатовых лерцолитов в общем близок к составу подобных пород более глубинных фаций. Но часть лерцолитов имеет несколько более высокое содержание глинозема и извести. Это прежде всего относится к ксенолитам трубки Обнаженная, которые отличаются повышенным содержанием граната, клино- и ортопироксена и соответственно более низким содержанием оливины. По соотношению этих четырех минералов лерцолиты указанной трубки настолько разнообразны, что образуют серию постепенных переходов от гранатовых лерцолитов, до двупироксеновых экло-

Верхне-Мунского района

	5(3)	6(1)	7(1)	8(1)	9(2)	10(1)
	37,04	38,91	45,56	42,61	44,49	30,98
	0,06	0,23	0,53	0,66	0,52	1,61
	0,35	9,64	10,19	6,66	14,92	13,34
	0,06	0,43	0,34	0,06	0,08	0,49
	2,96	3,48	2,46	10,49	1,64	4,02
	4,38	3,03	5,59	7,54	7,98	3,98
	0,21	0,06	0,09	0,14	0,03	0,16
	0,11	0,19	0,19	0,24	0,12	0,11
	45,90	15,82	21,83	25,63	20,27	22,79
	2,59	19,72	9,15	1,86	7,71	5,83

Таблица 23 (окончание)

Компонент	1(7)	2(4)	3(3)	4(1)
K ₂ O	0,15	0,28	0,20	0,35
Na ₂ O	0,11	0,63	0,06	0,17
P ₂ O ₅	0,04	0,21	0,04	-
CO ₂	-	1,21	3,80	-
H ₂ O	-	-	1,41	-
П.п.п.	8,38	9,72	3,01	3,16
Сумма	100,20	100,69	99,31	99,82
f	7,5	7,6	9,1	36,3

Примечание. 1 - гранатовые оливиниты, дуниты, лерцолиты (D); 2 - катаклазированные гранатовые лерцолиты (C₃); 3 - лерцолиты с повышенным содержанием граната (C₂); 4 - хромитовый верлит с зеленым гранатом (C₃); 5 - оливиниты без граната (B); 6 - гранатовый клинопироксенит (C₂); 7 - двухпироксеновый гра-

5(3)	6(1)	7(1)	8(1)	9(2)	10(1)
0,09	0,50	0,46	0,58	0,13	5,22
0,07	0,32	1,23	0,44	0,25	0,64
0,06	0,06	0,11	0,20	0,13	0,28
2,36	7,04	-	-	-	4,45
1,13	0,51	1,86	2,89	1,69	0,38
3,20	0,46	0,00	0,00	0,00	4,75
100,57	100,40	99,59	100,00	99,96	99,98
6,5	14,0	14,8	21,1	19,3	12,6

натовый пироксенит (C₂); 8 - гранатовый перидотит с титаномагнетитом (C₂); 9 - двуминеральные эклогиты (C₂); 10 - слюдит (B). В скобках после номера количество анализов, после названия породы - фациальный индекс. Анализы А.Д. Харьквива.

Таблица 24

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в глубинных ксенолитах трубок Верхне-Мунского района

Элемент	1(3)	2(11)	3(2)	4(4)
Ni	2233	982	2510	2365
Co	128	122	141	71
V	45	25	17	106
Cu	43	30	65	38
Zn	82	15	24	136
Pb	4,8	3,0	5,4	6,5
Ag	0,022	0,036	0,028	0,065
Mo	-	1,4	1,0	1,0
Sn	3,5	2,9	3,9	6,7
W	-	2,1	1,4	1,2
Ga	4,5	3,5	3,9	15,3
Zr	65	70	147	83
B	35	3,7	301	9,0

Примечание. 1 - катаклазированные гранатовые лерцолиты (C₃); 2 - гранатовые лерцолиты равномернозернистые (C₂); 3 - шпинелевые лерцолиты (B); 4 - эклогиты (C₂). В скобках после номера количество анализов, после названия породы фациальный индекс. Аналитики Э.Д. Голубева, А.П. Гречишева.

гитоподобных пород без оливина. А.П. Бобриевич [21] применил к последним термин "магматические эклогиты", как к переходным породам от типичных ультрабазитов и эклогитов. Среди ксенолитов африканских трубок подобные породы, по-видимому, не обнаружены, что послужило основанием для распространенного в литературе утверждения о предельном, не превышающем 19%, содержании граната в ассоциации с оливином [297]. По данным А.В. Уханова [245], охарактеризованные гранатовые лерцолиты принадлежат к наиболее глубинным ксенолитам из встреченных в трубке Обнаженная и слагают слой мантии глубже 150 км.

Пироксениты гроспидитовой фации также весьма разнообразны по составу, благодаря широким вариациям в содержании пирропа, клино- и ортопироксена, что обуславливает широкие колебания их химизма в части содержания SiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO. Характерная черта гроспидитовой фации состоит в появлении разностей лерцолитов и пироксенитов, содержащих ильменит.

Ксенолиты шпинель-пирроповой субфации представлены гранатовыми лерцолитами равномернозернистой структуры, гранатизированными шпинелевыми лерцолитами, гранатовыми и шпинель-гранатовыми пироксенитами. Среди последних преобладают разновидности с повышенным содержанием ортопироксена, подчиненное значение имеют гранатовые вебстериты с одинаковым содержанием клино- и ортопироксена, очень редко встречаются гранатовые диопсидиты. Характерной особенностью пород являются малохромистые разновидности минералов, развитие титансодержащих минералов и появление флогопита. Среди гранатов преобладают малохромистые разно-

Таблица 25

Химический состав (% массы) глубинных ксенолитов трубки Обнаженная

Компонент	1(11)	2(14)	3(13)	4(2)	5(6)
SiO ₂	40,34	44,66	45,49	42,69	43,10
TiO ₂	0,19	0,19	0,19	0,25	0,20
Al ₂ O ₃	2,71	5,47	10,45	17,36	7,28
Cr ₂ O ₃	0,50	0,68	0,97	0,90	1,38
Fe ₂ O ₃	1,69	1,41	1,62	0,61	1,34
FeO	6,52	5,04	5,44	5,06	5,45
NiO	0,29	0,20	0,13	0,08	0,16
MnO	0,12	0,14	0,15	0,16	0,17
MgO	38,38	31,13	25,83	22,92	31,94
CaO	2,30	6,35	6,74	6,64	4,77
K ₂ O	0,21	0,11	0,15	0,29	0,18
Na ₂ O	0,30	0,54	0,83	0,89	0,47
P ₂ O ₅	0,10	0,04	0,04	-	0,09
S общ.	0,08	0,08	0,05	-	0,14
П.п.п.	6,55	3,90	2,20	1,56	3,11
Сумма	100,28	99,95	100,19	99,41	99,78
f	9,5	9,2	11,7	11,6	9,4

Примечание. 1 - существенно оливиновые гранатовые лерцолиты (C₂); 2 - гранатовые лерцолиты с повышенным содержанием граната и пироксенов (C₂); 3 - гранатовые лерцолиты с высоким содержанием граната и пироксенов (C₂); 4 - гранатовые лерцолиты с исключительно высоким содержанием граната (C₂); 5 - гранатизированные шпинелевые лерцолиты (C₁); 6 - существенно оливиновые безгранатовые лерцолиты (B); 7 - безгранатовые лерцолиты с повышенным содержанием клинопироксена (B); 8 - гранатовые энстатиты с небольшим содержанием клинопироксена (C₂); 9 - эклогиты (C₂); 10 - двупироксеновые эклогиты (C₁); 11 - гранатовые лерцолиты со слюдой и пикроильменитом (C₁); 12 - существенно гранатовые

видности красного и оранжево-красного цвета, хромшпинелид представлен хромпикотитом с повышенной ролью глинозема, клинопироксен - малохромистым диопсидом, ортопироксен - энстатитом с повышенным содержанием глинозема. Наибольшее количество ксенолитов данной субфации обнаружено в кимберлитах трубки Обнаженная, но присутствуют они в трубках центральных и южных районов (Мир, Удачная и др.). При этом породы трубки Обнаженная отличаются

	6(16)	7(4)	8(8)	9(55)	10(22)	11(14)
	40,33	40,81	49,30	46,73	45,34	41,47
	0,10	0,14	0,16	0,25	0,25	0,86
	1,80	4,04	5,20	10,68	14,81	5,67
	0,52	0,68	0,97	0,65	0,24	0,48
	1,98	2,15	2,07	1,85	1,74	2,16
	6,77	5,06	4,17	5,63	7,64	8,29
	0,40	0,21	0,16	0,11	0,09	0,14
	0,12	0,14	0,11	0,15	0,17	0,21
	41,77	33,10	31,33	23,01	16,91	27,84
	1,47	5,66	3,01	7,64	9,62	4,70
	0,06	0,18	0,09	0,15	0,18	0,91
	0,09	0,37	0,26	1,08	1,30	0,37
	0,05	0,15	0,03	0,06	0,06	0,11
	0,10	0,25	0,10	0,13	0,06	0,33
	5,06	7,13	2,97	2,37	1,84	6,75
	100,62	100,07	99,93	100,49	100,25	100,30
	9,4	9,3	8,3	13,5	21,8	15,0

лерцолиты со слюдой и пикроильменитом (C₁); 13 - гранатовые пироксениты со слюдой и пикроильменитом (C₁); 14 - безгранатовые лерцолиты со слюдой (B); 15 - безгранатовые пироксениты с высоким содержанием слюды и низким - пикроильменита (B); 16 - безгранатовые пироксениты с высоким содержанием слюды и пикроильменита (B); 17 - безгранатовые пироксениты с высоким содержанием слюды и исключительно высоким - пикроильменита (B). В скобках после номера количество анализов, после названия пород - фациальный индекс. Для расчета средних составов использованы анализы А.Д. Харькина, А.В. Уханова, Б.Г. Лутца, Н.В. Соболева, С.Ф. Соболева.

от пород трубки Мир, как и в гроспидитовой субфации, более высоким содержанием алюминия, кальция и хрома.

Характерной особенностью шпинель-пироповой субфации является широкое распространение гипербазитов с пикроильменитом, нередко содержащих флогопит. Они изучены в последние годы у нас [190, 191] и за рубежом [289]. Породообразующие минералы ильменит-пироповых и ильменитовых (без пироба) гипербазитов отличаются

Таблица 25 (окончание)

Компонент	12(2)	13(4)	14(3)	15(3)	16(5)	17(3)
SiO ₂	41,98	40,89	42,40	36,58	30,76	32,22
TiO ₂	1,08	1,12	0,41	1,48	6,98	9,40
Al ₂ O ₃	20,18	12,83	5,68	7,13	5,33	4,42
Cr ₂ O ₃	0,76	0,86	0,63	0,71	0,22	0,30
Fe ₂ O ₃	2,37	2,10	2,22	3,15	5,69	3,92
FeO	9,06	8,02	5,21	4,06	7,76	7,76
NiO	0,10	0,09	0,16	0,20	0,18	0,13
MnO	0,21	0,27	0,17	0,14	0,16	0,17
MgO	12,73	21,76	28,43	25,91	25,26	26,16
CaO	5,00	6,02	4,82	4,49	5,84	1,37
K ₂ O	1,43	0,98	0,50	4,51	2,97	3,18
Na ₂ O	0,48	0,49	1,68	0,44	0,29	0,17
P ₂ O ₅	0,25	0,12	0,055	0,14	0,16	0,10
S общ.	-	0,20	0,14	0,08	0,49	0,07
П.п.п.	4,13	4,42	7,27	10,57	8,58	10,30
Сумма	99,81	100,17	99,77	99,59	100,68	99,67
<i>f</i>	30,9	18,0	10,8	10,7	18,7	16,9

от аналогичных минералов гипербазитов, не содержащих ильменита, повышенной железистостью. Эта величина (*f*) колеблется в следующих пределах: у гранатов - 20,7-36,6%, у оливинов - 11,2-18,9%, у клинопироксенов - 9,6-17,3%, у ортопироксенов - 9,7-16,6%. Кроме того, некоторые образцы граната из ильменитовых гипербазитов имеют повышенное содержание титана (до 2,4% TiO₂). Клинопироксены большинства ксенолитов ильменитовых гипербазитов относятся к редкой разновидности, содержащей повышенное количество твердого раствора энстатита (субкальциевые клинопироксены), что, согласно экспериментальным данным, свидетельствует о высокотемпературных условиях кристаллизации. Однако, учитывая, что включения ильменитовых гипербазитов широко распространены в неалмазоносных трубках северных районов, а также то, что большинство из них не содержит граната, мы не склонны связывать их образование с глубинными субфациями (гроспидитовой или коэситовой), а рассматриваем эти породы как возникшие на глубинах шпинель-пироповой и шпинель-пироксенитовой фаций в результате

местного разогрева участков мантии, обусловленного поступлением потоков тепла из недр планеты.

Ксенолиты пород шпинель-пироксеновой фации глубинности представлены шпинелевыми перидотитами и пироксенитами, а также этими же видами пород, но не содержащими хромшпинелид. Магнезиальный гранат в этих породах отсутствует, породообразующие минералы имеют несколько повышенную железистость, а энстатит дополнительно характеризуется повышенной глиноземистостью (2,78-3,66% Al_2O_3). Есть основания считать, что более глубокие горизонты зоны этой фации представлены породами, относительно обогащенными базальтическими компонентами. Особенно интересны здесь флогопитовые пироксениты и лерцолиты, нередко содержащие повышенные количества пикроильменита. Они изучены в последнее время в кимберлитах трубки Обнаженная и некоторых других трубках и характеризуются повышенными содержаниями титана, алюминия, железа, калия (табл. 25, ан. 15-17).

Изучение взаимоотношений флогопита с другими минералами этих пород свидетельствует о метасоматическом замещении флогопитом оливина, клино- и ортопироксена, а в породах шпинель-пироповой субфации - также и граната. По мнению В.С. Соболева [222], развитие флогопита в ильменитовых гипербазитах и образование самостоятельных его скоплений (глиммеритов) было связано с поступлением калийсодержащих флюидов, возникших при дегазации глубинных мало дифференцированных участков мантии, и реализовалось при достижении флюидными потоками высоких горизонтов верхней мантии с более низкими температурами и породами, обогащенными глиноземом.

Верхние горизонты зоны шпинель-пироксеновой фации, по нашему мнению, сложены высокомагнезиальными разностями лерцолитов. Главным минералом этих пород является оливин, в небольшом количестве присутствуют энстатит, диопсид и глиноземистый хромшпинелид. Как видно из таблиц (табл. 18, ан. 6, 7; табл. 20, ан. 7; табл. 23, ан. 5; табл. 25, ан. 6), безгранатовые перидотиты принадлежат к наиболее ультраосновным породам из всех встреченных в кимберлитах.

Остановимся теперь на особенностях распределения микроэлементов в охарактеризованных типах пород. Как и следовало ожидать, наиболее резко они различаются по содержанию никеля - главного когерентного элемента оливина, определяющего своим количеством основные различия пород. Наиболее высокие содержания никеля (1600-2500 г/т) установлены, с одной стороны, в наиболее глубинных перидотитах - дунитах, катаклазированных и равнозернистых лерцолитах алмаз-пироповой, коэситовой, реже гроспидитовой фаций, с другой, - в безгранатовых, иногда гранатизированных шпинелевых оливинитах, дунитах и лерцолитах шпинель-пироксеновой фации глубинности. В большинстве лерцолитов гроспидитовой и шпинель-пироповой субфаций, а также в пироп-ильменитовых и шпинель-ильменитовых лерцолитах содержание никеля не поднима-

Таблица 26.

Среднее содержание микроэлементов (г/т) в глубинных ксеноли

Элемент	1(9)	2(7)	3(5)
Ni	1990	1942	882
Co	89	103	69
V	137	40	250
Cu	73	23	41
Zn	29	36	40
Pb	6,4	8,4	7,1
Ag	0,104	0,019	0,100
Mo	1,2	0,8	1,0
Sn	1,9	2,7	2,1
W	2,0	2,7	0,4
Ga	4,4	3,2	7,3
Zr	72	49	40
Ta	-	3,5	2,1
Nb	-	17,5	-
B	314	362	136

Примечание. 1 - гранатовые лерцолиты (C₂); 2 - шпинелевые лерцолиты (B); 3 - гранатовые вебстериты (C₂); 4 - эклогиты (C₂); 5 - гранат-ильменитовые лерцолиты с флогопитом (C₁); 6 - гранат-ильменитовые пироксениты с флогопитом (C₁); 7 -

ется выше 1500 г/т (табл. 19, 21, 22, 24, 26). Если в случае глубинных зон мантии высокое содержание никеля в перидотитах является, по-видимому, следствием первичного повышения концентрации элемента в породах мантии с увеличением глубины, то в перидотитах подкоровой части мантии высокая концентрация никеля имеет, вероятно, вторичное, остаточное происхождение, т.е. возникла в результате частичного выплавления из мантийного субстрата относительно бедной никелем базальтовой составляющей.

В пироксенитах и эклогитах содержание никеля составляет 500-1300 г/т, причем в магнезиальных разновидностях этих пород содержание никеля выше, чем в магнезиально-железистых. Некоторые образцы эклогитов имеют или аномально высокие (табл. 24, ан. 4) или очень низкие (табл. 21, ан. 9) содержания никеля. Возможно, в первом случае это обусловлено присутствием никелевых сульфидов в проанализированных пробах, во втором случае, когда пробы имеют низкое содержание не только никеля, но и всех других микроэлементов фемафильной группы, - принадлежностью образцов к метаморфическим эклогитам первично осадочного происхождения.

тах трубки Обнаженная

	4(4)	5(20)	6(2)	7(2)	8(9)
	1000	1482	1300	1500	1382
	80	92	93	60	86
	126	144	145	80	262
	106	78	169	81	105
	31	46	39	50	47
	5,6	2,7	4,0	1,0	4,3
	0,044	0,080	0,047	0,130	0,090
	1,3	-	-	-	1,0
	2,9	4,2	3,2	1,5	1,9
	0,7	-	-	-	2,8
	6,9	9,7	4,5	13	6,7
	75	97	88	106	74
	2,6	-	-	-	-
	3,9	-	-	-	-
	144	425	310	830	410

ильменитовые лерцолиты с флогопитом (B); 8 - ильменитовые пироксениты с флогопитом (B). В скобках после номера количество анализов, после названия породы - фациальный индекс. Аналитики Т.Г. Ватутина, Э.Д. Голубева, С.П. Славкина.

Из других особенностей геохимии глубинных пород обращают на себя внимание высокие содержания бора (220-380 г/т), а также вольфрама (5,8-7,3 г/т) в катаклазированных лерцолитах трубки "Удачная-Восточная", олова (32 г/т) и свинца (18 г/т) в серпентинизированных катаклазированных лерцолитах трубки "Удачная-Западная". Повышенным содержанием ряда сульфидфильных (V, Cu, Ag, Sn) и литофильных (Ta, Nb, B) микроэлементов отличаются ильменитовые (трубка Мир) и флогопит-ильменитовые (трубка "Обнаженная") лерцолиты и пироксениты. Эти факты указывают, вероятно, на участие глубинных флюидов, иногда относительно обогащенных некоторыми рудными элементами, в процессах глубинных дислокаций (катаклазированные перидотиты), первичной эманационной дифференциации вещества мантии (ильменитовые гипербазиты) и отчасти его поздней метасоматической переработки (флогопит-ильменитовые гипербазиты). Главным концентратором рудных элементов является ильменит. Выполненные нами анализы показывают, что содержания микроэлементов в этом минерале могут достигать (г/т): Co - 1360, V - 4400, Cu - 200, Pb - 32, Ag - 0,26, Sn - 84.

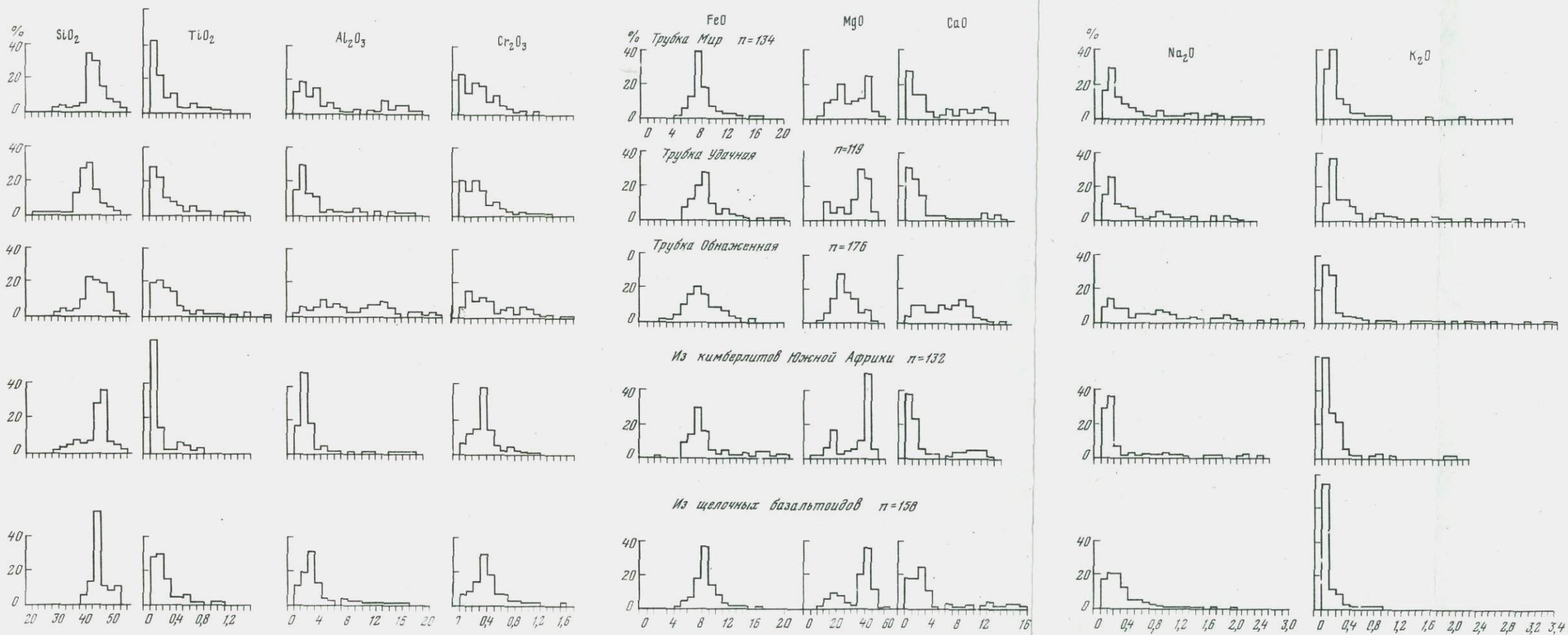
Приведенные материалы по петрохимии и геохимии глубинных

ксенолитов Якутии свидетельствуют о том, что верхняя мантия древних платформ характеризуется резкой неоднородностью и дифференцированностью по вертикали. Вместе с тем существует также горизонтальная неоднородность верхней мантии, и содержание различных ксенолитов в кимберлитах отдельных районов или трубок в какой-то степени отражают эту неоднородность. На фиг. 6 приведены гистограммы распределения главнейших окислов глубинных пород отдельно для трубок Мир, Удачная и Обнаженная и для сравнения здесь же приведены гистограммы для ксенолитов из кимберлитов Южной Африки и ксенолитов из щелочных базальтоидов. Основные различия между составами ксенолитов глубинных пород на гистограммах выражены довольно четко. Если сопоставить состав ксенолитов из трубок Мир, Удачная и Обнаженная, то все основные особенности химизма этих пород, о которых говорилось выше, нашли отражение на гистограммах.

Конфигурация гистограмм большинства окислов ксенолитов из трубок Мир и Удачная близка. Небольшие отличия отмечаются по содержанию глинозема, кальция, магния, что обусловлено низким содержанием в трубке Удачная пироксенитов и эклогитов. В то же время обращает на себя внимание четко выраженный сдвиг максимума суммарного железа в сторону более высоких значений для ультраосновных пород трубки Удачная (для Удачной максимум при 8-9%, для трубки Мир - 7-8%).

Что же касается гистограмм распределения окислов в ксенолитах из трубки Обнаженная, то их конфигурация резко отличается от конфигурации гистограмм для большинства окислов из трубок Мир и Удачная, особенно для Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O . Эти расхождения совершенно четко свидетельствуют о более основном составе ксенолитов из трубки Обнаженная, на что обращалось внимание в работе [259]. Породы верхней мантии в районе трубки Обнаженная сохранили больше легкоплавких базальтоидных компонентов, чем верхняя мантия более южных районов.

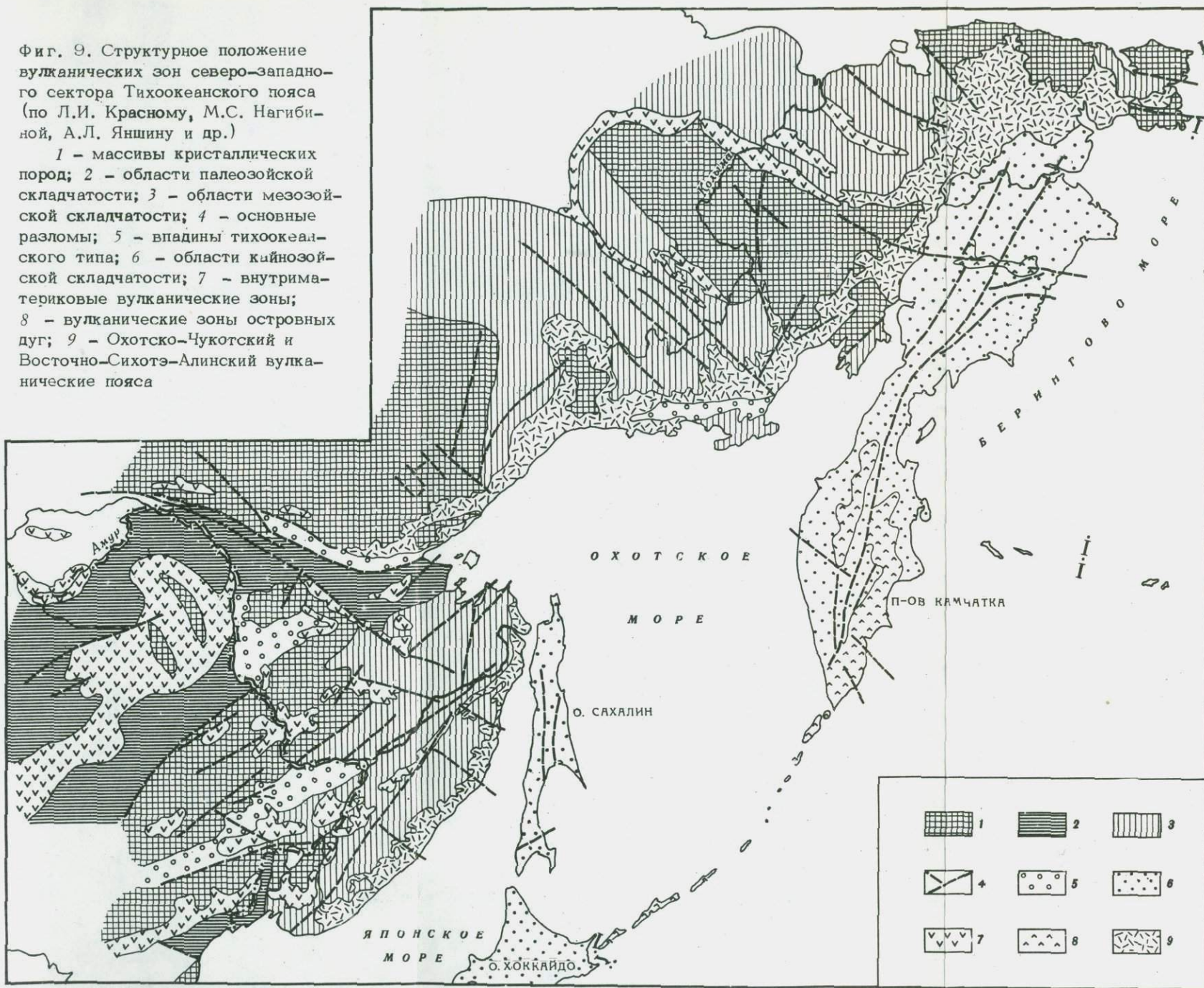
Химические анализы ксенолитов глубинных пород из кимберлитов Южной Африки не отражают реального соотношения разных типов этих образований в трубках, так как для этого региона систематического изучения химизма ксенолитов пока никем не проводилось. Тем не менее характер распределения большинства окислов во многом напоминает гистограммы распределения этих же окислов для ксенолитов трубок Мир и Удачная. Близки по составу и ксенолиты из щелочных базальтоидов. Среди них также резко преобладают ультраосновные породы, поэтому гистограммы большинства окислов поразительно похожи на гистограммы ксенолитов из трубок Мир и Удачная. Если принимать во внимание только главные черты химизма ксенолитов глубинных пород щелочных базальтоидов и сопоставлять их с химизмом ксенолитов кимберлитов, то можно обнаружить больше сходства между ксенолитами из щелочных базальтоидов и ксенолитами из трубок Мир и Удачная, чем между ксенолитами из двух этих трубок и трубкой Обнаженная.



Фиг. 6. Гистограммы распределения петрогенных компонентов в глубинных ксенолитах

Фиг. 9. Структурное положение вулканических зон северо-западного сектора Тихоокеанского пояса (по Л.И. Красному, М.С. Нагибиной, А.Л. Яншину и др.)

1 - массивы кристаллических пород; 2 - области палеозойской складчатости; 3 - области мезозойской складчатости; 4 - основные разломы; 5 - впадины тихоокеанского типа; 6 - области кайнозойской складчатости; 7 - внутриматериковые вулканические зоны; 8 - вулканические зоны островных дуг; 9 - Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса



Оливин является главным породообразующим минералом ксенолитов ультрабазитов из кимберлитовых трубок. Он относится к высокомагнезиальной разновидности, в которой среднее содержание фаялитового компонента колеблется от 6,3 до 16,0%. Сопоставление химического состава оливина ксенолитов по алмазоносным районам с использованием, кроме приведенных в табл. 27, многочисленных опубликованных анализов показало, что наиболее магнезиальным является оливин из включений трубок Мир и Обнаженная, тогда как этот минерал из ксенолитов трубки Удачная и трубок Верхне-Мунского района имеет более высокое содержание железа. К наиболее высокожелезистой разновидности принадлежит оливин из ксенолитов ильменитовых гипербазитов некоторых разновидностей безгранатовых гипербазитов. По этому признаку оливин из двух последних типов ксенолитов сходен с этим минералом ксенолитов ультраосновных пород из щелочных базальтоидов.

Главными конституэнтными примесями оливина являются никель и кобальт. Содержание первого колеблется в пределах 765-2100 г/т, второго - в пределах 80-230 г/т, при отношении Ni/Co от 5,7 до 22,2. Сравнение цифр, приведенных в табл. 28, показывает, что в трубках южных районов содержание никеля в оливине из перидотитов коэситовой и гроспидитовой субфаций выше, чем в оливине перидотитов шпичель-пироповой и шпинель-пироксенитовой фаций. Эта особенность в общем согласуется с отмеченным выше характером распределения никеля в самих породах. В оливине из ксенолитов трубки Обнаженная указанная закономерность не проявляется. Здесь, наоборот, в оливине шпинелевых лерцолитов содержание никеля значительно выше, чем в оливине гранатовых лерцолитов, хотя в оливине слюдисто-ильменитовых лерцолитов оно снижается до минимума (765 г/т).

Распределение кобальта в оливине подчиняется, по-видимому, более общей тенденции: содержание его возрастает при переходе от пород более глубинных к менее глубинным фациям. Это касается как трубки Мир, так и трубки Обнаженная, причем в последней повышенной концентрацией кобальта характеризуются и низкокальциевые слюдисто-ильменитовые лерцолиты.

Наряду с описанной радиальной зональностью в распределении никеля и кобальта устанавливается определенная закономерность латерального распределения никеля, кобальта и некоторых других микроэлементов. Так, при переходе от трубки Мир к трубке Удачная, а затем к трубкам Верхне-Мунского района, т.е. в направлении с юга на север, средние по трубкам содержания в оливине никеля, кобальта, титана, серебра и циркония уменьшаются. В оливине из перидотитов трубки Обнаженной, занимающей самое северное положение, содержание никеля ниже, чем в оливине из перидотитов Верхне-Мунского района, но содержание кобальта выше, чем в оливине перидотитов Верхне-Мунского и Далдыно-Алакитского рай-

Таблица 27

Химический состав (% массы), содержание катионов (на 4 O) и железа

Компо- нент	1(3)	2(1)	3(16)	4(2)	5(1)	6(1)
SiO ₂	41,58	41,70	41,57	42,72	41,14	40,44
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01
Al ₂ O ₃	0,46	0,19	0,52	0,60	0,14	0,04
Fe ₂ O ₃	0,12	0,46	0,89	0,80	0,00	0,00
FeO	6,97	6,77	6,74	6,06	7,01	6,56
MnO	0,10	0,12	0,10	0,06	0,12	0,05
MgO	50,00	50,07	49,64	49,84	51,17	52,21
CaO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,18
Na ₂ O	0,09	0,17	0,07	0,11	0,09	0,09
K ₂ O	0,11	0,15	0,08	0,13	0,06	0,00
P ₂ O ₅	0,04	0,13	0,08	0,11	0,12	0,16
Сумма	99,48	99,77	99,72	99,92	99,85	99,74
Si	1,006	1,009	1,006	1,015	0,995	0,979
Ti	0,003	0,003	0,002	0,004	-	0,001
Al	0,013	0,006	0,015	0,017	0,003	-
Fe ³⁺	0,006	0,009	0,016	0,029	-	-
Fe ²⁺	0,141	0,138	0,136	0,121	0,141	0,134
Mn	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Mg	1,804	1,806	1,789	1,786	1,845	1,887
Ca	-	-	0,001	-	-	0,006
Na	0,006	0,009	0,005	0,006	0,006	0,006
K	0,004	0,006	0,003	0,002	0,003	-
P	0,001	0,001	0,004	0,003	0,003	0,003
f	7,3	7,7	7,8	6,7	7,1	6,6

Примечание. 1, 9 - из дунитов и лерцолитов, содержащих высокохромистый гранат (C₃); 2 - из катаклазированного гранатового лерцолита (C₃); 3, 6 - из лерцолитов, содержащих гранат с умеренной хромистостью (C₂); 4, 14 - из гранитизированных шпинелевых лерцолитов (C₁); 5, 8, 10, 15 - из шпинелевых лерцолитов (B); 7, 11, 12, 16 - из оливинитов и лерцолитов (C₂); 13 - из лерцолитов, содержащих низкохромистый гранат (C₁);

стость (мол. %) оливина из глубинных ксенолитов Якутии

	7(1)	8(3)	9(1)	10(1)	11(3)	12(2)
	39,63	40,97	40,70	41,50	40,86	40,68
	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
	0,11	0,24	0,79	0,27	0,32	0,59
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	1,13
	7,45	6,97	7,10	6,20	7,35	7,08
	0,07	0,07	0,05	0,06	0,04	0,13
	51,70	51,25	50,28	51,34	50,81	49,8
	0,17	0,08	0,53	0,00	0,00	0,13
	0,04	0,02	0,08	0,05	0,15	0,09
	0,00	0,00	0,12	0,12	0,05	0,20
	0,09	0,08	0,07	0,11	0,13	0,09
	99,27	99,69	99,73	99,66	99,79	99,85
	0,969	0,992	0,987	1,000	0,990	0,988
	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,001
	0,002	0,004	0,023	0,008	0,007	0,016
	-	-	-	-	0,001	0,024
	0,151	0,141	0,144	0,124	0,149	0,145
	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002
	1,886	1,861	1,820	1,841	1,833	1,807
	0,006	0,003	0,013	-	-	0,004
	0,003	0,001	0,006	0,006	0,006	0,003
	-	-	0,002	0,002	0,002	0,006
	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003
	7,4	7,1	7,3	6,3	7,6	7,8

17 - из слоистого лерцолита (B); 18 - из ильменит-слоистых гипербазитов (B). 1-5 - трубка Мир; 6-8 - трубка Удачная-Восточная; 9-11 - трубка Зимняя, 12 - трубка Комсомольская; 13-18 - трубка Обнаженная. В скобках после номера количество анализов, после названия породы - фациальный индекс. Аналитики Е.А. Лаговская, С.П. Славкина (ДВГИ).

Таблица 27 (окончание)

Компо- нент	13(4)	14(3)	15(7)	16(1)	17(1)	18(3)
SiO ₂	41,75	41,61	41,49	41,54	40,91	40,93
TiO ₂	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,04
Al ₂ O ₃	0,50	0,54	0,50	0,32	1,09	0,94
Fe ₂ O ₃	0,45	0,20	0,13	0,00	0,00	0,08
FeO	6,16	6,32	7,36	6,44	7,62	11,99
MnO	0,09	0,12	0,13	0,07	0,14	0,20
MgO	50,32	50,90	49,69	50,41	49,20	44,78
CaO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,13	0,10	0,10	0,20	0,12	0,22
K ₂ O	0,16	0,14	0,07	0,11	0,04	0,08
P ₂ O ₅	0,12	0,10	0,11	0,20	0,06	0,14
Сумма	99,68	100,04	99,56	99,32	99,19	99,42
Si	0,993	0,996	1,006	1,006	0,996	1,012
Ti	0,002	0,003	0,003	0,005	0,001	0,001
Al	0,012	0,015	0,014	0,008	0,032	0,028
Fe ³⁺	0,007	0,004	0,009	-	-	0,003
Fe ²⁺	0,128	0,127	0,149	0,130	0,155	0,248
Mn	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,004
Mg	1,843	1,832	1,796	1,820	1,785	1,653
Ca	-	-	0,006	-	-	-
Na	0,006	0,006	0,005	0,008	0,006	0,010
K	0,005	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003
P	0,002	0,002	0,017	0,003	0,003	0,003
f	6,7	6,6	7,8	6,6	8,0	13,2

онов, а содержания титана, серебра и циркония даже выше, чем в оливине из перидотитов трубки Мир.

Эти данные, на интерпретации которых мы остановимся в заключительной части работы, указывают на то, что титан, серебро и цирконий наряду с никелем и кобальтом должны причисляться к когерентным микропримесям оливина. Другой вывод следует из сравнения концентраций никеля, установленных в пробах оливина и соответствующих им пробах пород. Как видно из таблиц, некоторые ти-

пы пород, например, гранатизированные шпинелевые лерцолиты трубки Мир, катаклазированные лерцолиты трубки "Удачная" и трубок Верхне-Мунского района, гранатовые и шпинелевые лерцолиты трубки Обнаженная, имеют более высокое содержание никеля, чем его содержится в оливине. Это обстоятельство связано, вероятно, с присутствием в породах примеси никелевых сульфидов, что отмечалось в работах В.А. Вахрушева [36].

Содержание хрома в оливине очень низкое и по данным микронзондового анализа хром зафиксирован только в наиболее глубоких разновидностях этого минерала, находящегося в парагенетической связи с алмазом [227]. По данным количественного спектрального анализа, хром отмечается практически во всех пробах оливина независимо от алмазности кимберлитов. Наиболее высокие концентрации установлены в оливине из ксенолитов гранатовых лерцолитов трубки Мир и трубок Верхне-Мунского района. В оливине всех разновидностей ксенолитов трубки Обнаженная содержание хрома ниже, чем в оливине из других сравниваемых трубок. Низкие концентрации хрома имеет оливин из ксенолитов трубки Удачная. Противоречивые результаты, полученные по данным микронзондового и спектрального анализа, не позволяют прийти к окончательному выводу о содержании этого элемента в оливине, поэтому исследования в этом плане следует продолжить.

Энстатит. Ортопироксен глубоких ксенолитов Якутии представлен энстатитом относительно постоянного состава (табл. 29). Повышенное содержание железа имеет ортопироксен из ильменитовых гипербазитов, некоторых разновидностей пироксенитов и шпинелевых перидотитов. Между ортопироксенами из ксенолитов трубок южных районов (Мир, Удачная) и некоторых северных (Обнаженная) наблюдается существенное различие в содержании алюминия: во втором случае его в два-три раза больше, чем в первом. Еще более высокое содержание глинозема установлено в энстатите из безгранатовых ксенолитов. Так, в ортопироксене из безгранатовых перидотитов трубки Удачная содержание Al_2O_3 в пять-шесть раз выше, чем в ортопироксене из гранатовых лерцолитов той же трубки. Глиноземистые ортопироксены, по данным экспериментов, образовались при пониженном давлении [281]. По содержанию глинозема ортопироксены включений безгранатовых лерцолитов из кимберлитов сходны с ортопироксенами шпинелевых лерцолитов из щелочных базальтов. Интересен, на наш взгляд, близкий к значимому положительный коэффициент корреляции между алюминием и натрием в ортопироксене из включений в гранатовых перидотитах, что может являться доказательством растворения в ортопироксенах, равновесных с пиропом, некоторого количества жадеитового компонента, характерного для высоких давлений.

Ограниченное количество анализов не позволяет в достаточной мере охарактеризовать геохимию энстатита из глубоких ксенолитов Якутии. Главными примесями энстатита являются никель, кобальт, хром, ванадий, титан (табл. 30). Содержания никеля и ко-

Таблица 28

Средние содержания (г/т) микроэлементов в оливине из глубинных ксе-

Элемент	1(3)	2(16)	3(2)	4(21)	5(1)	6(4)
Ni	1719	2044	1500	1930	2100	1675
Co	167	169	230	176	120	120
Cr	85	223	119	189	18	29
V	5,7	14	6,6	11	6,6	13
Ti	120	170	150	160	57	60
Cu	5,8	7,7	7,7	7,2	3,6	4,0
Zn	14	31	14	26	48	57
Pb	5,7	6,6	1,5	6,0	9,3	7,4
Ag	0,069	0,045	0,050	0,049	0,032	0,090
Sn	1,7	2,2	3,0	2,2	1,6	1,8
Ga	5,1	6,9	3,0	6,1	1,9	3,2
Zr	70	47	96	54	53	52
B	4,6	21	4,4	17	1,2	1,2
Ni/Co	10,29	12,09	6,52	10,97	17,50	13,96
Cr/V	14,91	15,93	18,03	17,18	2,73	2,23

Примечание. Трубка Мир: 1 - из лерцолитов, содержащих высокохромистый гранат (C₃); 2 - из лерцолитов, содержащих гранат с умеренной хромистостью (C₂), 3 - из гранатизированных шпинелевых лерцолитов (C₁), 4 - среднее по трубке; трубка Удачная: 5 - из лерцолитов, содержащих гранат с умеренной хромистостью (C₂), 6 - из шпинелевых лерцолитов (B), 7 - среднее по трубке; трубка Зимняя: 8 - из гранатовых оливинитов (C₃), 9 - из шпинелевых оливинитов (B), 10 - из оливинитов трубок Зимняя и

политов Якутии

	7(5)	8(1)	9(1)	10(6)	11(8)	12(4)
	1760	1900	1250	1570	1571	1375
	120	100	80	110	105	94
	27	250	130	84	110	20
	11	6,6	10	16	14	6,9
	80	100	110	140	100	160
	3,9	8,9	12	16	15	6,9
	55	76	79	60	65	52
	7,8	7,4	1	1,2	2,8	2
	0,080	0,059	0,036	0,035	0,038	0,070
	1,7	1,8	-	1,9	2,1	1,7
	2,6	2,4	-	2,7	2,7	1,5
	52	64	-	39	39	102
	1,2	1,6	1,6	2,2	2,0	6,6
	14,67	19,00	15,63	14,27	14,96	14,63
	2,45	37,88	13,00	5,25	7,86	2,90

Комсомольская (C₂), 11 - среднее по району; трубка Обнаженная: 12 - из гранатовых лерцолитов (C₁), 13 - из гранатизированных шпинелевых лерцолитов (C₁), 14 - из шпинелевых лерцолитов (B), 15 - из лерцолитов (B), 16 - из слюдяных лерцолитов (B), 17 - из ильменит-слюдяных лерцолитов (B), 18 - среднее по трубке. В скобках после номера количество анализов, после названия породы - фациальный индекс. Аналитик Э.Д. Голубева.

Таблица 28 (окончание)

Элемент	13(3)	14(8)	15(1)	16(1)	17(2)	18(19)
Ni	1053	1912	1400	2000	765	1520
Co	95	172	160	90	135	134
Cr	10	34	30	45	58	32
V	2,4	6,3	-	3,4	6,7	6,4
Ti	50	170	300	50	460	210
Cu	5,9	7,6	13	8,0	13	8,1
Zn	37	57	46	90	130	62
Pb	1	4,2	6,3	1	1	2,6
Ag	0,140	0,400	0,070	0,050	0,200	0,118
Sn	1,1	2,9	2,8	1,0	1,6	2,2
Ga	1	5,0	2,5	-	-	4,3
Zr	9,1	88	90	400	91	109
B	6,6	4,4	2,8	5,5	12	6,0
Ni/Co	11,08	11,12	8,75	22,22	5,67	11,34
Cr/V	4,17	5,40	-	13,24	8,66	5,00

бальта значительно ниже, а содержания хрома, ванадия и титана значительно выше, чем в оливине. В энстатите из пироксенитов кобальта больше, чем в энстатите из глубинных пород трубки Обнаженная [244]. Результаты спектрального анализа не совпадают с результатами определения хрома дифенилкарбозидным методом, которым пользовался А.В. Уханов, во втором случае они почти в два раза выше. По данным А.В. Уханова [244], максимальное содержание хрома характерно для энстатита из гранатовых пироксенитов с хромшпинелидом и безгранатовых пироксенитов, минимальное для энстатитов из эклогитов. Намечающееся повышение содержания хрома в энстатитах из гранатовых лерцолитов трубки "Мир" следует принимать как предварительное из-за малого количества определений.

Клинопироксен. Химические анализы клинопироксена из глубинных ксенолитов кимберлитовых трубок свидетельствуют о широких пределах колебания состава этого минерала (табл. 31). Учитывая эти данные, а также результаты других исследователей, мы выделяем три разновидности клинопироксена: магнезиальную с повышенным содержанием хрома (хромдиопсид), магнезиальную с низким содержанием хрома (диопсид) и глиноземистую почти бесхро-

Таблица 29

Химический состав (% массы), содержание катионов (на 6 O) и железистость (мол. %) энстатина из глубинных ксенолитов Якутии

Компонент	1(2)	2(1)	3(1)	4(2)
SiO ₂	55,98	52,46	55,61	55,65
TiO ₂	0,01	0,03	0,02	0,10
Al ₂ O ₃	0,93	1,32	2,73	1,89
Fe ₂ O ₃	1,06	2,55	2,44	2,24
FeO	3,46	3,21	2,49	2,12
MnO	0,08	0,10	0,08	0,10
MgO	35,45	35,87	33,49	35,59
CaO	0,54	0,49	0,76	0,20
Na ₂ O	0,12	0,22	0,19	0,13
K ₂ O	0,05	0,21	0,14	0,11
P ₂ O ₅	0,05	0,17	0,13	0,12
H ₂ O ⁺	1,75	2,77	1,54	0,77
H ₂ O ⁻	-	0,11	-	0,21
Сумма	99,68	99,51	99,62	99,05
Si	1,954	1,873	1,941	1,916
Ti	0,002	0,006	0,004	0,010
Al	0,040	0,056	0,109	0,078
Fe ³⁺	0,033	0,068	0,063	0,058
Fe ²⁺	0,100	0,096	0,073	0,062
Mn	0,002	0,002	0,002	0,002
Mg	1,846	1,907	1,742	1,826
Ca	0,020	0,019	0,029	0,008
Na	0,007	0,012	0,013	0,009
K	0,003	0,008	0,004	0,004
P	0,001	0,004	0,003	0,003
f	5,9	6,4	5,7	4,8

Примечание. Трубка Мир: 1 - из гранатовых лерцолитов (C₂), 2 - из шпинель-гранатового лерцолита (C₁); трубка Удачная: 3 - из слюдяного энстатита (B); трубка Обнаженная: 4 - из гранатизированного шпинелевого лерцолита (C₁). В скобках после номера количество анализов, после названия породы - фациальный индекс. Аналитики Е.А. Лаговская, С.П. Славкина (ДВГИ), И.К. Кузнецова (ИГиГ СО АН СССР).

Таблица 30

Средние содержания (г/т) микроэлементов в энстатите из глущинных ксенолитов Якутии

Элемент	1(4)	2(1)	3(1)	4(2)
Ni	1052	1500	1250	220
Co	28	71	64	20
Cr	2047	1000	1400	1275
V	106	33	37	11
Ti	180	350	230	340
Cu	12	14	6,3	7,7
Zn	16	5,6	26	9,7
Pb	<3	<10	<3	4,1
Ag	0,044	0,047	0,028	0,090
Sn	1,6	4,5	1,0	2,5
Ga	8,4	8,9	15	3,0
Zr	34	35	22	50
B	32	110	2	13
Ni/Co	37,57	21,13	19,53	11,00
Cr/V	19,31	30,30	82,35	115,9

Примечание. Трубка Мир: 1 - из гранатовых лерцолитов (C_2), 2 - из гранатового железисто-магнезиального пироксенита (C_1); трубка Удачная: 3 - из слюдистого энстатита (B); трубка Обнаженная: 4 - из гранатизированных шпинелевых лерцолитов (C_1). В скобках после номера количество анализов, после названия породы - фациальный индекс. Аналитик Э.Д. Голубева.

мовую (омфацит). Кроме того, в ильменитовых гипербазитах присутствует субкальциевый клинопироксен. В эклогите из трубки "Айхал" обнаружен редкий тип клинопироксена - хромомфацит. Клинопироксены ксенолитов оливинсодержащих ультрабазитов из различных кимберлитоносных районов различаются по содержанию ряда окислов. Так, например, клинопироксены из ксенолитов трубки Обнаженная относятся к исключительно глиноземистой разновидности, причем в ней около 40% Al находится в четверной координации, что может свидетельствовать об образовании этого минерала при пониженном давлении [220]. В клинопироксенах из ультраосновных ксенолитов трубок Удачная и Айхал в четверной координации находится всего лишь 13% Al. Пироксены из алмазосных эклогитов, а также из эклогитов магнезиально-железистой группы имеют повышенное содержание натрия и глинозема, т.е. они принадлежат к жадеитсодержащим разновидностям этого минерала. В них постоянно фиксируется небольшая примесь K_2O [227]. Клинопироксены из алмазосного и магнезиально-железистых эклогитов трубки Мир, эклогитов трубок Айхал и Обнаженная отличаются повышенной железистостью.

Таблица 31

Химический состав (% массы), содержание катионов (на 6 O)

Компонент	1(1)	2(1)	3(1)
SiO ₂	53,62	53,32	52,05
TiO ₂	0,18	0,12	0,63
Al ₂ O ₃	3,02	0,71	6,32
Cr ₂ O ₃	1,03	0,37	1,04
Fe ₂ O ₃	1,41	1,76	0,60
FeO	1,13	1,45	0,93
MnO	0,07	0,10	0,05
MgO	17,44	19,66	16,01
CaO	19,04	20,81	17,85
Na ₂ O	1,85	0,82	2,19
K ₂ O	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	-	-	0,11
H ₂ O ⁺	1,43	1,48	1,23
H ₂ O ⁻	-	0,00	0,00
Сумма	100,22	100,60	99,01
Si	1,927	1,890	1,914
Ti	0,007	0,002	0,017
Al ^{IV}	0,006	0,030	0,069
Al ^{VI}	0,055	-	0,072
Cr	0,039	0,012	0,030
Fe ³⁺	0,038	0,046	0,018
Fe ²⁺	0,035	0,040	0,029
Mn	0,002	0,004	0,002
Mg	0,933	1,042	0,879
Ca	0,747	0,791	0,702
Na	0,128	0,056	0,160
K	-	-	-
f	5,3	5,8	4,1

Примечание. 1 - из гранатового лерцолита (C₂); 2 - из железисто-магнезиального пироксенита (C₁); 3 - из гранатизированного шпинелевого лерцолита (C₁); 4 - из алмазоносного эглогита (D); 5 - из магнезиально-железистых эглогитов (D-C₃); 6 - из магнезиальных эглогитов (C₂); 7 - из хромомфацитового эглогита

и железистость (мол. %) диопсида из глубинных ксенолитов Якутии

	4(1)	5(2)	6(3)	7(1)	8(5)
	58,40	53,92	54,34	54,90	53,84
	0,36	0,49	0,48	0,22	0,22
	13,70	10,16	3,87	8,47	6,29
	0,00	0,09	0,24	1,05	0,26
	4,08	2,20	1,59	1,62	1,67
		1,83	0,96	1,07	2,05
	0,05	0,02	0,04	0,05	0,07
	6,93	10,69	16,34	11,90	15,80
	9,20	14,06	18,61	14,72	15,43
	8,99	5,58	2,62	5,43	2,71
	0,10	0,08	0,05	0,08	0,08
	-	-	0,01	-	0,07
	-	0,62	0,66	0,50	1,09
	-	0,00	0,11	-	0,10
	101,81	99,74	99,92	100,01	99,68
	2,016	1,923	2,016	1,963	1,948
	0,008	0,014	0,013	0,006	0,005
	-	0,062	0,016	0,031	0,048
	0,556	0,363	0,148	0,328	0,220
	-	0,004	0,004	0,031	0,005
	0,118	0,059	0,041	0,043	0,045
		0,056	0,030	0,032	0,062
	0,002	-	0,002	0,002	0,002
	0,357	0,569	0,759	0,633	0,851
	0,340	0,537	0,733	0,564	0,598
	0,601	0,388	0,189	0,374	0,189
	0,004	0,004	0,002	0,003	0,003
	28,1	13,2	6,2	13,1	14,8

(C₃); 8 - из эглогитов (C₂). 1, 2, 4-6 - трубка Мир; 3, 8 - трубка Обнаженная; 7 - трубка Айхал. В скобках после номера количество анализов, после названия породы - фациальный индекс. Аналитики Е.А. Лаговская, С.П. Славкина (ДВГИ), И.К. Кузнецова, Ю.Г. Лаврентьева (ИГиГ СО АН СССР).

Таблица 32

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в диопсиде из глубин

Элемент	1(6)	2(1)	3(1)	4(1)
Ni	409	250	38	160
Co	50	72	35	8,9
Cr (%)	1,20	0,13	0,37	0,15
V	164	280	54	160
Ti (%)	0,044	0,89	0,03	0,066
Cu	13	8,0	5,2	12
Zn	19	140	23	22
Pb	<3	<3	<3	<3
Ag	0,067	0,100	0,048	0,038
Sn	1,9	2,8	4,0	1,2
Ga	6,6	3,5	8,0	6,6
Zr	53	105	130	27
B	4,3	2,9	3	3
Ni/Co	8,18	3,47	1,09	17,98
Cr/V	73,17	4,64	68,52	9,38

Примечание. Трубка Мир: 1 - из гранатовых перцолитов (C₂), 2 - из шпинелевого пироксена (B), 3 - из железисто-магнезиального пироксена (C₁), 4 - из магнезиального пироксена (C₂), 5 - из магнезиально-железистых эклогитов (D-C₃), 6 - из магнезиальных эклогитов (C₂); трубка Айхал: 7 - из хромфацитового

ных ксенолитов Якутии

	5(3)	6(3)	7(1)	8(2)	9(5)
	49	158	150	225	440
	11	14	21	13	25
	0,08	0,24	1,05	1,04	0,26
	195	143	160	117	190
	0,45	0,44	0,22	0,37	0,26
	11	14	5,2	8,1	19
	39	17	10	3,7	15
	13	3,1	<3	3,1	<3
	0,047	0,047	0,025	0,073	0,112
	2,4	2,3	1,0	3,6	4,1
	8,4	11,2	9,0	7,5	16
	66	76	21	79	76
	<3	9,2	<3	4,7	35
	4,45	11,29	7,14	17,31	17,60
	4,10	16,78	65,63	88,89	13,68

эклогита (C₃); трубка Обнаженная: 8 - из гранатовых перцолитов (C₁), 9 - из эклогитов (C₂). В скобках после номера количество анализов, после названия породы - фациальный индекс. Аналитик Э.Д. Голубева.

Химические и спектральные (табл. 32) анализы показывают, что характерными микроэлементами клинопироксена являются хром, титан, никель, кобальт, ванадий, серебро.

Роль хрома в некоторых разновидностях клинопироксена исключительно велика. В сростках этого минерала с алмазом зафиксировано 11,8% Cr₂O₃. Высокие содержания хрома установлены в клинопироксене из включений в гранате [263]. В подавляющем большинстве клинопироксенов из гранатовых перцолитов содержание Cr₂O₃ не превышает 2%. Клинопироксены из пироксенитов и эклогитов содержат мало хрома, причем в магнезиальных разновидностях этих пород хрома всегда больше, чем в магнезиально-железистых. Наибольшее количество определений хрома приведено А.В. Ухановым [244] для клинопироксенов из ксенолитов трубки Обнаженная. Согласно его данным, наиболее высокое содержание хрома имеют клинопироксены из гранатовых пироксенитов, содержащих хромшпинелид, а наиболее низкое - клинопироксены из эклогитов. Наши данные по содержанию хрома в клинопироксенах из ксенолитов трубки Обнаженная в основном совпадают с данным А.В. Уханова.

В клинопироксенах из магнезиальных эклогитов трубки Мир содержание хрома повышено по сравнению с клинопироксенами из эклогитов магнезиально-железистой группы, оно близкое к цифрам, полученным для клинопироксенов из эклогитов трубки Обнаженная. Высокое содержание хрома (Cr₂O₃ = 1,05%) установлено в клинопироксене из желвака своеобразного эклогита трубки "Айхал". Клинопироксены из ксенолитов эклогитоподобных пород и кристаллических сланцев содержат очень мало хрома. Эта величина здесь соизмерима с содержанием хрома в клинопироксенах эклогитов магнезиально-железистой группы трубки Мир.

Содержание титана в клинопироксене выше, чем в энстатите и оливине. Некоторое увеличение концентрации этого элемента отмечается в клинопироксене из магнезиально-железистых эклогитов. В клинопироксене из гранатовых перцолитов трубки Обнаженная содержание титана несколько выше, чем в клинопироксене из подобных пород трубки Мир. Содержание никеля и кобальта ниже, чем в оливине, но величина Ni/Co примерно такая же. Самые высокие концентрации никеля (свыше 400 г/т) определены в клино-

пироксенах гранатовых лерцолитов (трубка "Мир") и эклогитов (трубка Обнаженная) гроспидитовой субфации. Напротив, содержание кобальта в клинопироксене из эклогитов, а также гранатовых лерцолитов трубки "Обнаженная" значительно ниже, чем в клинопироксене гранатовых лерцолитов, а тем более шпинелевых пироксенитов трубки Мир. Наиболее низкими содержаниями никеля, кобальта и хрома при относительно высоких концентрациях титана и ванадия характеризуются клинопироксены магнезиально-железистых эклогитов алмаз-пироповой и коэситовой фаций (трубка Мир). Приведенные данные указывают на то, что распределение никеля и кобальта в клинопироксене определяется более сложной суммой факторов, чем в оливине, и не показывает четко той радиальной и латеральной зональности, которая выявлена по оливину.

Повышенное содержание ванадия (280 г/т) установлено в диопсиде из шпинелевого пироксенита, низкое (54 г/т) – в диопсиде из железисто-магнезиального пироксенита (трубка Мир). Колебания содержания ванадия в клинопироксенах из других типов пород относительно невелики (117–195 г/т). Содержание серебра в клинопироксене изменяется в пределах 0,025–0,112 г/т, причем наиболее высокие концентрации отмечаются в клинопироксене из гранатовых лерцолитов и шпинелевых пироксенитов трубки Мир и из гранатовых лерцолитов и эклогитов трубки Обнаженная. Из остальных микроэлементов следует отметить олово, содержания которого во многих пробах клинопироксена поднимаются до 3,6–4,1 г/т, что почти в два раза выше содержаний в оливине.

Гранат пиропового ряда является исключительно важным минералом ксенолитов глубинных пород. Будучи чутким индикатором химизма среды и условий кристаллизации, его состав колеблется в широких пределах, что свидетельствует, с одной стороны, о дифференцированности мантийного материала, с другой – об образовании граната в широком диапазоне давлений: от 20 (предел его термодинамической устойчивости) до более 60 кбар в парагенезисе с алмазом. По наличию или отсутствию граната породы верхней мантии делят на более глубинные с гранатом и менее глубинные без граната. Н.В. Соболев [227] выделяет несколько парагенезисов этого минерала: дунит-гарцбургитовый, верлитовый, лерцолитовый – для ультраосновных пород и эклогитовый – для основных.

Гранаты дунит-гарцбургитового парагенезиса имеют высокое содержание хрома ($Cr_2O_3 > 7\%$) и низкое – кальция (CaO не более 2–3%). Для них характерен кноррингитовый компонент, максимальное содержание которого достигает 46% [227]. Эти гранаты встречаются в виде включений в алмазе, присутствуют в основной массе алмазоносных кимберлитов и входят в состав относительно редких ксенолитов глубинных пород. Гранаты верлитового парагенезиса характеризуются высоким содержанием $Cr_2O_3 (>7\%)$ и CaO ($>8\%$). Они окрашены в специфический зеленый цвет и содержат повышенное количество уваровитового компонента. Гранаты лерцолитового парагенезиса образуют обширную группу с умеренным со-

держанием хрома и относительно постоянным содержанием СаО. Среди них можно выделить несколько разновидностей: с повышенным содержанием хрома (до 5% Cr_2O_3), окрашенную в фиолетово-красный цвет, с относительно низким содержанием хрома (до 2% Cr_2O_3), окрашенную в красный цвет, и с низким содержанием хрома (Cr_2O_3 до 1%) оранжевого цвета. В самостоятельную разновидность можно выделить гранаты с пониженным содержанием хрома (1–2% Cr_2O_3), окрашенную в бледно-фиолетово-красный цвет. Эта разновидность гранатов образуется при гранатизации хромшпинелидов.

Пироксениты магнезиальной группы содержат магнезиальный гранат красного и фиолетово-красного цвета с относительно низким содержанием хрома (Cr_2O_3 не более 2%). Гранат магнезиально-железистых пироксенитов относится к низкохромистой разновидности, имеющей повышенное содержание альмандинового компонента. В наиболее железистых разновидностях этих пород альмандиновый компонент преобладает над пироповым. Состав гранатов эклогитов колеблется в широких пределах: от высокомагнезиальных с относительно повышенным содержанием хрома (0,3–0,8% Cr_2O_3) в магнезиальных эклогитах до разновидностей, где альмандиновый компонент преобладает над пироповым и содержание хрома очень низкое (0,01–0,09 Cr_2O_3) – в магнезиально-железистых эклогитах. Повышенной железистостью характеризуются гранаты из алмазосных эклогитов. Среди гранатов из эклогитов трубки Обнаженная присутствуют высокомагнезиальные разновидности ($N = 1,724–1,736$) бледно-розового цвета.

Сопоставление состава гранатов из ксенолитов ультраосновных пород по алмазосным районам (табл. 33) показало заметное снижение хромистости этого минерала по направлению с юга на север [262]. Гранаты из лерцолитов трубки Мир принадлежат к разновидности с умеренным содержанием хрома, причем пределы колебания этого элемента в них относительно узкие. Более широкими вариациями в содержании этого элемента характеризуются гранаты из лерцолитов трубки Сытыканская (Cr_2O_3 колеблется от 1,51 до 6,67%), что может являться свидетельством образования лерцолитов трубки Сытыканская в более широком интервале давлений, чем гранатовых лерцолитов из трубки Мир. Гранаты из пироксенитов трубки Мир содержат повышенное количество Cr_2O_3 (1,01–2,08%), что является характерным для гранатов из магнезиальных разновидностей этих пород. Особенно низкохромистые гранаты характерны для ксенолитов самой северной трубки Обнаженная. В табл. 33 приведены химические анализы многочисленных желваков гранатов оранжево-красного цвета из трубки Мир и трубок Верхне-Мунского района. Гранаты этого типа привлекают внимание исследователей, так как они постоянно присутствуют в кимберлитовых породах, образуя довольно крупные желваки, достигающие 15 см в поперечнике. Детальная характеристика желваков оранжево-красного граната дается в статье А.Д. Харькива и Ю.А. Абагинской [260], где

Таблица 33

Химический состав (% массы), содержание катионов (на 12 O) и желе

Компо- нент	1(10)	2(3)	3(6)	4(1)	5(8)	6(1)
SiO ₂	41,76	42,13	41,57	41,56	41,71	41,63
TiO ₂	0,10	0,24	0,18	0,16	0,80	0,96
Al ₂ O ₃	21,27	22,27	20,81	22,23	21,12	21,13
Cr ₂ O ₃	2,80	1,38	3,49	1,02	0,79	0,80
Fe ₂ O ₃	1,93	1,81	1,37	1,35	1,66	1,82
FeO	6,36	8,09	6,73	6,04	7,78	7,53
MnO	0,35	0,33	0,46	0,25	0,26	0,30
MgO	19,75	19,28	17,89	21,42	20,64	20,13
CaO	4,63	4,89	6,41	4,93	4,60	4,87
Na ₂ O	0,23	-	0,12	0,08	0,13	0,17
K ₂ O	0,25	-	0,25	0,08	0,11	0,13
P ₂ O ₅	0,13	-	0,10	0,15	0,15	0,17
П.п.л.	0,48	-	0,34	0,32	-	-
Сумма	100,04	100,42	99,72	99,59	99,75	99,64
Si	2,995	3,001	3,010	2,954	2,985	2,986
Ti	0,006	0,015	0,010	0,012	0,042	0,052
Al	1,801	2,197	1,769	1,862	1,774	1,786
Cr	0,156	0,080	0,197	0,060	0,047	0,040
Fe ³⁺	0,106	0,096	0,075	0,068	0,085	0,094
Fe ²⁺	0,378	0,483	0,419	0,393	0,465	0,489
Mn	0,020	0,021	0,029	0,012	0,014	0,016
Mg	2,102	2,042	1,928	2,267	2,20	2,154
Ca	0,349	0,373	0,499	0,371	0,352	0,375
Na	0,024	-	0,023	0,016	0,014	0,024
K	0,018	-	0,026	0,016	0,016	0,008
P	0,007	-	0,006	0,008	0,008	0,008
f	17,0	20,6	19,1	14,9	18,8	18,7

Примечание. фиолетово-красный гранат ($N = 1,732-1,764$; $a = 11,529-11,544 \text{ \AA}$): 1, 3 - из лерцолитов (C_2), 2 - из магнизиальных пироксенитов (C_2), 4 - из гранатизированного шпинелевого лерцолита (C_1); оранжево-красный гранат ($N = 1,742-1,747$): 5-8 - из желваков в кимберлитах; оранжевый гранат ($N = 1,730-1,768$; $a = 11,505-11,619 \text{ \AA}$): 9 - из алмазосодного эклогита (D), 10 - из магнизиально-железистых эклогитов (D-C₃), 11, 12 - из магнизиальных эклогитов (C_2); розовый гра-

ангистость (мол.%) граната из глубинных ксенолитов Якутии

	7(1)	8(2)	9(1)	10(3)	11(6)	12(1)	13(7)
	41,86	41,59	41,30	41,13	42,38	41,87	41,89
	0,89	0,67	0,26	0,39	0,23	0,26	0,15
	21,67	21,96	22,30	21,95	23,29	23,24	22,47
	0,75	0,56	0,01	0,06	0,37	0,30	0,34
	2,64	1,90	18,90	1,50	1,66	1,65	1,88
	7,08	8,05		12,18	6,66	6,68	8,50
	0,29	0,27	0,25	0,23	0,22	0,27	0,31
	20,18	19,85	12,20	12,55	20,84	19,66	19,49
	4,11	4,67	6,08	9,54	4,08	4,90	4,25
	0,07	0,09	0,13	0,13	-	0,16	0,12
	0,13	0,13	-	0,14	-	0,16	0,12
	0,14	0,04	-	0,28	-	0,11	0,16
	-	0,20	-	-	-	0,03	0,20
	99,81	99,98	101,43	100,08	99,73	99,29	99,88
	3,007	2,979	3,033	3,018	3,004	2,994	2,992
	0,047	0,036	0,013	0,025	0,015	0,016	0,009
	1,772	1,855	1,934	1,904	1,941	1,930	1,899
	0,040	0,044	-	0,004	0,020	0,016	0,022
	0,138	0,098	0,053	0,082	0,087	0,064	0,099
	0,428	0,482	1,108	0,758	0,395	0,400	0,510
	0,016	0,017	0,018	0,012	0,014	0,016	0,017
	2,165	2,120	1,338	1,374	2,191	2,096	2,077
	0,315	0,357	0,431	0,751	0,310	0,374	0,329
	0,016	0,009	0,019	0,016	-	0,016	0,014
	0,008	0,013	-	0,008	-	0,016	0,010
	0,008	0,002	-	0,012	-	0,008	0,008
	18,6	20,1	46,4	37,0	16,7	17,3	21,5

нат ($N = 1,726-1,748$): 13 - из эклогитов (C_2). Трубки: 1, 2, 5, 9, 10, 11 - Мир; 3 - Сытыканская; 4, 13 - Обнаженная; 6 - Заполярная; 7 - Зимняя, 8 - Новинка; 12 - Удачная. В скобках после номера количество анализов, после названия породы - фациальный индекс. Аналитики Е.А. Лаговская, С.П. Славкина (ДВГИ), И.К. Кузнецова, Ю.Г. Лавреньева (ИГиГ СО АН СССР), Ю.В. Шевченко, Б.М. Туркевич (Институт геологии полезных ископаемых АН УССР).

отмечалось, что хромистость их в общем понижена, за исключением желваков из трубки Удачная и других трубок Далдыно-Алакитского района.

Помимо хрома характерными микроэлементами граната являются титан, ванадий, кобальт, никель, серебро (табл. 34).

Выявление характера распределения титана в гранатах из кимберлитов и ксенолитов глубинных пород привлекло внимание ряда исследователей. Наиболее детально этот вопрос рассмотрен в работах А.П. Бобриевича с соавторами [22], А.Д. Харьковца, Н.С. Мавковской [261, 262] и особенно Н.В. Соболева [227]. А.П. Бобриевичем и другими [221] было обращено внимание на то, что по содержанию титана, а также по другим признакам, гранаты из кимберлитов делятся на две большие группы: фиолетово-красную более раннюю с низким содержанием титана и оранжево-красную более позднюю с повышенным содержанием титана. Наиболее высокое содержание титана ($TiO_2 - 2,38\%$) было зафиксировано в гранате из ильменитового гипербазита трубки Мир [262]. Титан в гранате, по данным Н.В. Соболева [227], образует андрадитовый компонент. Из приведенных в табл. 33 анализов наиболее высокими концентрациями титана отличаются желваки граната оранжевого цвета ($TiO_2 - 0,63-1,01\%$). Повышенные содержания титана, но ниже, чем в оранжевых гранатах, установлены в гранатах магнезиально-железистых эклогитов. В гранатах из эклогитов магнезиальной группы содержание титана значительно ниже, а в этом минерале из лерцолитов трубки Мир оно минимальное. В гранатах из подобных пород трубки Сытыканская содержание TiO_2 варьирует от 0,07 до 0,61%. В гранатах из магнезиальных пироксенитов трубки Мир содержание Ti выше, чем в гранатах лерцолитов.

Содержание ванадия в гранате глубинных ксенолитов Якутии колеблется от 15 до 400 г/т. Повышенные содержания ванадия по усредненным данным установлены в гранате из лерцолитов трубки Сытыканская и желваках этого минерала из трубки Мир, пониженные - в гранатах из эклогитов трубки Мир. В остальных разновидностях этого минерала содержания ванадия относительно близкие (101-185 г/т). Повышенные содержания ванадия установлены в более хромистых гранатах из лерцолитов трубки Мир. Что же касается гранатов эклогитов той же трубки, то эта закономерность не соблюдается: хромсодержащие гранаты из магнезиальных эклогитов беднее ванадием, чем практически бесхромовые гранаты из магнезиально-железистых эклогитов. Относительно низкохромистые гранаты из эклогитов трубки Обнаженная по содержанию ванадия превосходят хромсодержащие гранаты из ксенолитов трубки Мир.

Содержание кобальта в гранатах несколько выше, чем в клинопироксенах. Средние величины в проанализированных разновидностях колеблются от 35 до 213 г/т. Наибольшие содержания установлены в гранате из лерцолитов трубки Сытыканская (213 г/т) и в желваках оранжевого граната из трубок Верхне-Мунского района (112 г/т). Низким содержанием кобальта (35 г/т) отличается

Таблица 34

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в гранате из глубинных ксенолитов Якутии

Элемент	1(15)	2(3)	3(6)	4(10)	5(4)	6(5)	7(8)	8(6)
Ni	27	27	32	236	63	30	19	32
Co	48	50	213	65	112	69	35	63
Cr (%)	1,904	0,938	2,373	0,537	0,454	0,041	0,252	0,231
V	141	139	250	216	185	101	85	149
Ti (%)	0,060	0,144	0,108	0,480	0,479	0,234	0,138	0,090
Cu	8,6	8,0	6,5	16	7,8	22	8,2	26
Zn	19	31	18	27	20	39	17	15
Pb	<3	<3	15	4,3	3,0	11	6,9	22
Ag	0,091	0,035	0,125	0,121	0,082	0,068	0,196	0,176
Sn	1,7	2,9	1,1	1,8	2,4	2,3	2,0	2,0
Ga	10	8,7	4,5	11	9,3	11	8,6	5,6
Zr	63	47	165	99	157	46	50	65
B	9,3	3	5,3	3,9	3,0	14	18	41
Ni/Co	0,56	0,54	0,15	3,63	0,56	0,43	0,54	0,51
Cr/V	135,0	67,48	94,92	24,85	24,54	4,06	29,65	15,50

Примечание. Фиолетово-красный гранат: 1, 3 - из лерцолитов (C₂), 2 - из магнезиальных пироксенитов (C₂); оранжево-красный гранат: 4, 5 - из желваков в кимберлитах; оранжевый гранат: 6 - из магнезиально-железистых эклогитов (D-C₃), 7 - из магнезиальных эклогитов (C₂); розовый гранат: 8 - из эклогитов (C₂). Трубки: 1, 2, 4, 6, 7 - Мир; 3 - Сытыканская; 5 - Новинка, Зимняя, Заполярная; 8 - Обнаженная. В скобках после номера количество анализов, после названия породы - фациальный индекс. Аналитик Э.Д. Голубева.

гранат из магнезиальных эклогитов трубки Мир. Содержание никеля в гранате, как правило, ниже, чем содержание кобальта. Повышенное содержание установлено только в оранжевых гранатах желваков из кимберлитов: в трубке Мир оно составляет 236 г/т, в трубках Верхне-Мунского района - 63 г/т. Если эта особенность подтвердится по большему количеству проб, то данный признак для желваков гранатов можно будет считать типоморфным. Средние содержания серебра в гранате колеблются от 0,035 до 0,196 г/т. Наиболее высокие содержания установлены в гранатах из магнезиальных эклогитов трубки Мир и эклогитов трубки Обнаженная, тогда как гранат магнезиальных пироксенитов и магнезиально-железистых эклогитов (D-C₃) первой трубки отличается наиболее низким содержанием серебра.

Флогопит является характерным минералом кимберлитов, а также некоторых типов включений пироксенитов и ильменитовых гипербазитов. В ксенолитах сравнительно редких глиммеритов флогопит слагает основную массу породы. По содержанию хрома и титана выделяется две разновидности флогопита - хромистая и титанистая; наряду с ними встречается промежуточная разновидность с невысоким содержанием того и другого элемента. Есть основания считать хромистые флогопиты более глубинными, чем титанистые, так как для последних характерна повышенная железистость. Среднее содержание типоморфных элементов в проанализированных нами 5 пробах флогопита из пироксенитов и глиммеритов трубок Удачная, Надежная, Новинка составляет: F - 0,88%; Ti - 1,58%; Cr - 0,40%; Ni - 310 г/т; Co - 25 г/т; V - 240 г/т; Sn - 1,5 г/т. Низкое содержание олова свидетельствует о том, что глубинные фтор-кальциевые растворы, действие которых вызвало метасоматическую переработку мантийных пород, едва-ли были богаты рудогенными элементами.

Глава 4

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРАППОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Траппы относятся к группе наиболее распространенных магматических пород земной коры и образуют формацию с очень четко выраженными особенностями состава и геологического положения. В основной своей массе траппы представлены базальтами толеитового типа, которые в виде покровов и силлов входят в состав чехла древних платформ (Сибирская, Индийская, Африканская), распространяясь вместе с вмещающими их осадочными породами на огромные территории. К трапповой формации относят также покровы и силлы толеитовых базальтов молодых платформ (Кузбасс, Зауралье, Тур-

гайский прогиб) и эпикратонных складчатых областей, таких, как Таймыр, Тасмания, Антарктида [141, 144].

Как показали исследования В.А. Кутюлина [144], несмотря на принадлежность к толеитовому типу, траппы трех названных геотектонических групп заметно отличаются друг от друга по ряду петрохимических и статистических параметров. Еще более существенные различия устанавливаются между толеитами платформенных структур и океанических областей, между толеитами трапповой и оливиновыми базальтами континентальной и океанической формаций. В этой связи представляется весьма важным выявить геохимические особенности толеитов Сибирской платформы как наиболее типичных пород трапповой формации и попытаться использовать полученные данные для решения классификационных и генетических вопросов.

Принято считать, что проявления траппового магматизма связаны с активизацией платформенных структур под воздействием тектонических движений в близлежащих геосинклинальных зонах. На Сибирской платформе базальтовый магматизм проявлялся в позднепротерозойское, среднепалеозойское, позднепалеозойско-раннемезозойское, среднемезозойское время в связи с байкальскими, каледонскими, герцинскими и киммерийскими тектоническими движениями. Наиболее мощные излияния трапповой магмы происходили в период от ранней перми до среднего триаса, когда в связи с герцинскими движениями произошла коренная перестройка структурного плана платформы [242]. Следует заметить, что в последние годы появились представления о более общем характере причин, вызвавших резкое усиление процессов вулканизма, в том числе и трапповых излияний, в мезокайнозойский период развития Земли. Так, по мнению Е.Е. Милановского [166] излияния базальтов на платформах, так же как и липарит-андезитовый вулканизм окраин Тихого океана, представляли частные проявления грандиозного процесса развития океанов (углубления океанических впадин), испытавшего резкую активизацию в мезозое.

Общая последовательность магматических образований Сибирской платформы представляется в следующем виде [242, 162]:

- 1) поздний протерозой – силлы габбро-долеритов в верхнепротерозойских отложениях (патомская серия) северной части Байкало-Патомской складчатой области, дайки диабазов в породах фундамента Анабарской антеклизы;
- 2) средний палеозой – эффузивы основного, щелочно-основного и щелочного состава, силлы и дайки основного, реже кислого и щелочного состава, кимберлиты, структурно связанные с Патомско-Вилуйским среднепалеозойским авлакогеном;
- 3) поздний палеозой-ранний мезозой, средний мезозой – эффузивы, силлы и дайки основного и щелочно-основного состава, кимберлиты и родственные им породы, пространственно связанные со структурами Анабарской антеклизы и Тунгусской синеклизы;
- 4) поздний мезозой – щелочные и известково-щелочные сиениты, щелочные габброиды и базальтоиды, приуроченные к структурам активизации Алданского щита.

По данным В.Л. Масайтиса и его соавторов [162], в пределах Патомско-Вилуйского авлакогена проявление траппового и трахибазальтового вулканизма ограничивается временем от начала раннего девона до середины позднего девона; внедрение кимберлитов произошло в позднем девоне после образования главной массы покровов и силлов траппов и трахибазальтов. Возрастные взаимоотношения между траппами и трахибазальтами, а также между покровами, силлами и дайками траппов не установлены. Однако на основании общего тектонического анализа региона авторы указанной работы считают, что в ранние стадии формирования авлакогена (общее воздымание структуры, а затем растяжение фундамента и зарождение прогиба) магматизм имел чисто интрузивный характер, тогда как излияние больших объемов базальтов происходило позднее — в стадию максимального растяжения и прогибания коры. Магмы этой стадии были наименее дифференцированными, являясь результатом быстрого плавления больших масс субстрата [102].

Иная последовательность магматизма установлена для пермско-триасового цикла северо-западной части Сибирской платформы [242]. Здесь интрузии траппов внедрялись преимущественно после излияния лав, представляя комагматичные им образования с несколько повышенной основностью. Для эффузивных базальтов характерен нормальный кварц (1–4%), тогда как долериты содержат нормативный оливин (2–7%). По данным Н.Н. Урванцева, Г.Н. Старицына и Ю.Н. Томановской [242], в составе пермско-триасового вулканического цикла выделяется несколько фаз с более или менее четко выраженной антидромной эволюцией магматизма. Для первой наиболее полно проявившейся фазы установлен следующий эволюционный ряд эффузивов: 1) трахибазальты и трахиандезито-базальты (с нормативным кварцем и гиперстеном); 2) пересыщенные толеитовые базальты с убывающим во времени содержанием нормативного кварца от 3,5 до 0,9%; 3) оливиновые толеиты с возрастающим во времени содержанием нормативного оливина (до 16%); 4) пикритовые базальты и океаниты. Возникновение приведенного ряда вулкаников связывается с постепенным разрастанием на глубину разломов, контролировавших образование очагов селективного плавления мантийных перидотитов с возрастающей по мере углубления основностью выплавки [242].

Для геохимического исследования авторами была подобрана коллекция траппов из покровов, силлов и даек южной и северной групп кимберлитовых полей (Патомско-Вилуйский авлакоген, Анабарская антеклиз), а также юго-западной части Сибирской платформы (район Братской ГЭС). Значительная часть коллекции траппов кимберлитовых полей подготовлена по просьбе авторов сотрудниками Амакинской экспедиции Г.Г. Камышевой и М.С. Машаком. В выборке проб, подвергшихся геохимическому исследованию, наиболее полно представлены траппы южной группы кимберлитовых полей, среди которых имеются породы как среднепалеозойского, так и пермско-триасового возраста. К породам среднепалеозойского возраста от-

Таблица 35

Химический состав (% массы) базальтов Сибирской платформы и Верхоянского мегаантиклинория

Компонент	1(3)	2(9)	3(1)	4(8)	5(1)	6(1)	7(1)	8(3)	9(1)	10(3)	11(8)	12(51)
SiO ₂	50,97	40,63	47,30	48,55	50,02	47,93	44,70	49,00	47,40	48,59	46,85	47,0
TiO ₂	2,90	2,24	1,80	1,41	2,86	1,75	1,80	1,31	4,65	1,77	1,24	1,5
Al ₂ O ₃	13,37	11,89	14,93	15,21	11,98	15,80	15,00	14,90	12,20	15,50	15,71	15,5
Fe ₂ O ₃	5,96	3,95	5,51	1,47	6,54	1,09	4,26	3,03	5,58	3,48	4,72	2,8
FeO	8,69	8,38	8,06	10,82	9,99	11,97	8,54	9,02	10,91	9,68	8,60	10,2
MnO	0,21	0,14	0,33	0,23	0,29	0,23	0,19	0,20	0,23	0,24	0,20	0,2
MgO	3,70	15,81	6,62	8,46	3,30	7,60	5,47	7,29	4,40	5,60	6,25	6,4
CaO	6,83	5,56	8,90	9,74	7,35	8,83	10,18	10,39	8,04	10,05	10,35	9,8
Na ₂ O	2,83	1,05	3,11	1,90	2,63	1,81	2,25	2,25	2,44	2,20	2,16	1,9
K ₂ O	1,69	1,90	0,53	0,55	1,01	0,65	0,25	0,42	1,35	0,51	0,37	0,6
P ₂ O ₅	0,56	0,50	0,16	0,17	0,27	0,15	0,21	0,14	0,92	0,22	0,04	0,2
H ₂ O ⁺	2,27	5,98	1,87	1,23	2,34	1,41	2,62	1,17	1,70	1,53	-	} 3,7
H ₂ O ⁻	-	1,15	0,74	0,17	1,21	0,30	-	-	-	0,29	-	
CO ₂	0,15	0,83	-	-	-	-	4,32	0,27	0,05	-	-	-
Сумма	100,13	100,01	99,86	99,91	99,79	99,52	99,84	99,39	99,87	99,66	-	99,8

Примечание. Сибирская платформа: 1 - позднепротерозойские диабазы; 2 - ксенолиты пикритдиабазов в кимберлитах трубок Мир и Интернациональная; траппы южных кимберлитовых полей - 3 - покровы, 4, 5 - силлы, 6 - дайки; траппы северных кимберлитовых полей - 7 - покровы, 8 - силлы, 9 - дайки; 10 - траппы района Братской ГЭС; Верхоянский мегаантиклинорий: 11 - эффузивные базальты Тумара-Бараинского поля, 12 - интрузивные диабазы Собопольского поля (в скобках количество анализов). 1-10 - по И.Н. Говорову, И.П. Илупину, А.Д. Харькиву; 11, 12 - по Ю.П. Ивенсену, В.А. Амузинскому, Г.Г. Невойса [102].

носятся оливиновые пикрит-диабазы, слагающие ксенолиты в кимберлитах трубок Мир и Интернациональная, а также оливиновые микродолериты с микрофитовой структурой; слагающие покровы и интрузивные тела.

Среди пород пермско-триасового возраста преобладают оливиновые габбро-долериты с пойкилофитовой структурой, слагающие силлы и дайки, в подчиненном количестве присутствуют оливиновые долериты и микродолериты, а также пироксеновые базальты со стекловатой основной массой. Среди образцов, взятых из северных кимберлитовых полей, часть принадлежит траппам пермско-триасового возраста, а часть — позднепротерозойским диабазам. Траппы представлены оливиновыми габбро-долеритами и долеритами с пойкилофитовой структурой, оливиновыми и кварцевыми микродолеритами с микрофитовой структурой, пироксеновыми базальтами со стекловатой основной массой. Для позднепротерозойских диабазов характерно отсутствие оливина и появление в некоторых образцах кварца или микропегматитовых агрегатов.

Химические анализы охарактеризованных пород приведены в табл. 35. Пикрит-диабазы ксенолитов имеют очень выдержанный состав, характерный для этой группы пород, — низкое содержание кремнезема, глинозема и окиси натрия, высокое содержание окиси магния. По химическому составу пикрит-диабазы очень близки к магнезиально-железистым эколгитам ксенолитов из кимберлитов трубки Мир, отличаясь от них повышенным содержанием титана и фосфора. Интересной особенностью пикрит-диабазов является относительно высокое содержание окиси калия (до 2,8%) при пониженном содержании окиси кальция. Для траппов всех изученных районов и возрастных групп характерен состав толеитового базальта, весьма близкий к среднему составу траппа Сибирской платформы, рассчитанному В.А. Кутолиным [144].

Как видно из табл. 35, заметные отклонения от среднего состава устанавливаются для позднепротерозойских диабазов, а также отдельных проб интрузивной и дайковой фаций фанерозойских трапповых серий. Эти отклонения заключаются в повышенном против среднего содержании окислов кремния, титана, трехвалентного железа, натрия, калия при пониженном содержании окислов алюминия, магния, кальция. Для пород указанного состава характерно отсутствие оливина и развитие кварца или микропегматитовых агрегатов. Повышенное содержание окисного железа и натрия отмечается также в пробах эффузивной фации, представленных пироксеновыми базальтами со стекловатой основной массой. В пробах недифференцированных силлов южных и северных кимберлитовых полей по сравнению со средним составом заметно повышено содержание магния.

Количественные спектральные анализы показали, что по содержанию фемафильных микроэлементов (Ni, Co, Cr, V, Cu, Zn) толеиты траппов эффузивной и интрузивной фаций не отличаются друг от друга. Однако установлены некоторые особенности траппов различных районов. Как видно из табл. 36, траппы района Братской

Таблица 36

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в базальтах Сибирской платформы и Верхоянского мегаантиклинория

Элемент	1(4)	2(14)	3(40)	4(6)	5(3)	6(1)	7(7)	8(53)	9(9)	10(10)	11(5)	12
Ni	33	290	177	165	67	31	200	179	89	133	80	160
Co	78	66	65	70	108	50	66	66	54	43	39	45
Cr	14	224	143	82	109	28	196	143	68	96	81	200
V	248	465	266	310	217	310	370	285	239	127	194	200
Cu	41	563	78	77	65	100	347	113	164	134	146	100
Zn	46	43	55	42	38	48	80	58	133	65	49	130
Pb	4,2	0,9	1,7	2,2	0,9	2,5	2,6	1,9	6,4	3,7	1,7	8
Ag	0,054	-	0,102	0,096	0,095	0,100	-	0,101	0,111	0,040	0,195	0,1
Mo	1,0	11,5	0,6	0,4	1,0	4,5	0,5	0,6	-	-	-	1,4
Sn	3,6	1,1	2,7	2,9	2,8	4,6	1,6	2,5	1,7	1,8	2,6	1,5
W	0,5	1,5	0,8	0,6	0,6	1,3	0,4	0,7	-	-	-	1
Ga	20	-	20	19	16	19	-	20	14	6,5	4,2	18
Zr	220	-	125	100	93	440	-	122	119	73	144	100
Ta	-	1,0	-	-	-	-	0,9	-	-	-	-	0,48
Nb	-	54	-	-	-	-	19	-	-	-	-	20
B	20	66	12	12	25	17	5,9	12	5,1	4,8	20	5
F	-	330	137	-	-	-	136	137	-	-	-	370
Ni/Co	0,42	4,39	2,72	2,36	0,62	0,62	3,92	2,83	1,65	3,09	2,05	3,56
Cr/V	0,06	0,48	0,54	0,26	0,50	0,09	0,53	0,50	0,28	0,76	0,42	1,00

Примечание. Сибирская платформа: 1 - позднепротерозойские диабазы, 2 - ксенолиты пикритдиабазов в кимберлитах групп Мир и Интернациональная, 3 - эффузивные и интрузивные траппы южной группы кимберлитовых полей, 4 - то же северной группы кимберлитовых полей, 5 - дайки траппов южных полей, 6 - то же северных полей, 7 - траппы района Братской ГЭС, 8 - в целом эффузивные и интрузивные траппы Сибирской платформы; Верхоянский мегаантиклинорий: 9 - эффузивные базальты, 10 - интрузивные диабазы, 11 - диабазы даек (в скобках количество анализов). Аналитики В.М. Брюшно, Э.Д. Голубева, А.П. Гречишева, С.П. Славкина. Образцы из коллекций В.А. Амузинского, И.Н. Говорова, И.П. Илупина, Г.Г. Камышевой, М.С. Ма- шака, А.Д. Харькина. 12 - кларк основных пород, по А.П. Виноградову [42].

ГЭС имеют повышенное содержание никеля, хрома, ванадия, меди и цинка по сравнению с траппами южных кимберлитовых полей, которые в свою очередь содержат больше хрома и меньше ванадия, чем траппы северных кимберлитовых полей. Возможно, эти различия связаны с менее представительным объемом исследованных выборок юго-западной и северо-восточной частей платформы по сравнению с выборкой из центральной (южные кимберлитовые поля) части.

Среднее арифметическое содержание микроэлементов в эффузивных и интрузивных траппах трех указанных районов приведено в столбце 8 табл. 36, а в столбце 12 этой таблицы дается среднее содержание микроэлементов в основных породах, по А.П. Виноградову [42]. Сравнение цифр двух столбцов показывает, что основной геохимической особенностью траппов является пониженное содержание хрома при повышенном содержании ванадия и кобальта и близком к кларку содержании никеля. Благодаря этому индикаторные отношения Ni/Co на 20% ниже, а Cr/V в два раза ниже стандартных. Из других особенностей траппов следует отметить повышенные по сравнению с кларками содержания олова и бора и пониженные содержания цинка, свинца, молибдена, вольфрама, фтора.

Среднепротерозойские диабазы и дайки фанерозойского возраста резко отличаются от типичных траппов пониженным содержанием никеля, хрома (кроме даек южных кимберлитовых полей), иногда ванадия и повышенным содержанием рудных микроэлементов (кобальт, молибден, олово, бор), а иногда также циркония. Эти геохимические особенности даек определенно указывают на то, что они являются продуктами дифференциации трапповой магмы, происходившей, вероятно, в камерах внутрикорового типа. Что касается позднепротерозойских диабазов, то они как по петрохимическим, так и по геохимическим особенностям, более близки к базальтам андезитовой формации, чем к траппам древних платформ.

Для пикрит-диабазов характерны высокие содержания никеля, ванадия, меди, молибдена, вольфрама, ниобия, бора при близких к кларкам основных пород содержаниях кобальта, хрома, олова, тантала, фтора. Отношение Ni/Co в пикрит-диабазе более чем на 20% превышает среднюю величину для основных пород, а отношение Cr/V в два раза ниже средней величины. Таким образом, несмотря на высокую основность пикрит-диабазов, сближающую их с пикритами, в них более сильно проявлены геохимические черты, свойственные траппам, чем черты, присущие ультраосновным породам. Отсюда следует сделать вывод о генетической близости пикрит-диабазов и трапповых толеитов, что обусловлено, вероятно, общностью механизма образования материнских магм.

В данной главе целесообразно рассмотреть геохимические особенности раннемезозойских базальтов западной части Верхоянского мегаантиклинория, которые некоторыми исследователями относятся к трапповой формации Сибирской платформы. Базальты представлены покровами, силлами и дайками, объединяемыми Ю.П. Ивенсенем и В.А. Амузинским [101, 102] в ленский вулcano-плутонический

комплекс. По данным указанных авторов, формирование его началось в раннем триасе подводными трещинными излияниями базальтов, которые образуют покровы в основании нижнетриасовых терригенных толщ верхоянского комплекса и вместе с ними смяты в складки в период позднего триаса — ранней юры. Силлы и дайки распространены восточнее покровов в пределах свода Верхоянского мегаантиклинория, где они секут сложенные в складки каменноугольные и пермские отложения верхоянского комплекса, образуя интрузивные поля в зонах глубинных разломов. Возраст силлов и даек предположительно определяется как поздне триасовый — раннеюрский.

Для геохимического изучения были взяты пробы эффузивных базальтов Собопольского и Тумара-Бараинского полей, силлов Джарджанского и Собопольского полей, даек Дяньшжинского поля, переданные авторам В.А. Амузинским. Эффузивы представлены базальтами миндалекаменной и массивной текстуры с незначительными вторичными изменениями; силлы и дайки сложены диабазами, в большинстве своем сильно замещенными вторичными минералами. Первичный минеральный состав эффузивных и интрузивных разновидностей пород близок: главными составляющими являются плагиоклаз, пироксен, разложенное стекло (эффузивы), второстепенными — оливин, амфибол, биотит. По химическому составу эффузивные и интрузивные фации также мало отличаются друг от друга (табл. 35) и в общем очень близки к среднему составу траппов Сибирской платформы. Однако, по данным Ю.П. Ивенса и В.А. Амузинского [101], сравнение базальтов ленского комплекса с формационными типами, выделенными В.А. Кутониным [144] при помощи дискриминантных функций, показало, что по химическому составу базальты ленского комплекса занимают промежуточное положение между траппами древних платформ и толеитами океанической оливин-базальтовой формации.

Средние содержания микроэлементов в базальтах ленского комплекса приведены в табл. 36. Сравнение данных показывает, что по содержанию главных фемафилов и величине индикаторных отношений все фациальные разности ленских базальтов достаточно близки к траппам Сибирской платформы, отличаясь от них в основном пониженным содержанием никеля и хрома. Более низкие содержания этих элементов имеют эффузивы и дайки, а в силлах по сравнению с траппами значительно ниже содержание ванадия. Дайки отличаются от эффузивов и силлов пониженным содержанием цинка, свинца, галлия и более высоким содержанием серебра, олова, циркония и бора. Следовательно, геохимические данные указывают на отсутствие прямой связи изученных даек Дяньшжинского поля как с покровами, так и с силлами. Несмотря на большое сходство даек с покровами в части содержания главных фемафилов, отличия в содержании других микроэлементов не позволяют рассматривать дайки как корни покровов. В то же время существенное различие даек и силлов по содержанию почти всех микроэлементов не увязывается с представлением о дайках как о магмоподводящих каналах для сил-

лов [101], а скорее указывают на то, что дайки могли представлять продукт дифференциации материнской магмы силлов в промежуточных очагах.

Переходя к генезису базальтов трапповой формации, следует указать, что геологические условия проявления траппового магматизма, по мнению многих исследователей [221, 141, 161, 144, 178, 16], дают основание связывать его с плавлением больших масс субстрата подкорковых частей верхней мантии, а возможно, и "базальтового" слоя коры. В пределах Сибирской платформы и ее обрамления "базальтовый" слой слагается, очевидно, в значительной своей части основными гранулитами древнейших нижнеархейских и катархейских (?) комплексов, которые обнажаются в южной части Алданского щита и в Становой зоне (сутамский и курультино-гонамский комплексы), а также в срединных массивах Яно-Кольмской складчатой области (тайгоносский и охотский комплексы). Как будет видно из последующего изложения, гранулитовые метабазиты указанных комплексов, особенно сутамского, почти полностью идентичны траппам Сибирской платформы по химическому составу, включая содержания фемафильных микроэлементов.

Это могло бы служить доказательством предположения об образовании трапповой магмы за счет полного плавления базито-гранулитового субстрата нижней коры Сибирской платформы. Однако полученные данные по распределению фельсифильных микроэлементов в нижнеархейских метабазитах и траппах не позволяют принять указанную концепцию.

Как показано в настоящей и более ранних работах [67, 62] для древних метабазитов и метаультрабазитов Восточной Сибири и Дальнего Востока характерно высокое содержание фтора и ряда фторофильных микроэлементов, прежде всего олова, вольфрама, тантала, что связывается нами с интенсивной дегазацией Земли, происходившей в раннем архее при формировании протоконтинентальной коры. В то же время траппы в основной своей массе отличаются пониженным содержанием фтора и фторофильных элементов, чего бы не было, если бы трапповая магма возникла в результате полного плавления метабазитового субстрата нижней коры. Следовательно, черты петрогеохимического сходства и различия толеитовых магм раннего архея и фанерозоя обусловлены тем, что те и другие выплавились из близкого по составу субстрата верхней мантии, но при участии глубинных флюидов различного характера.

По данным В.С. Соболева, Н.В. Соболева и А.Д. Харькива [225, 227, 58, 259], верхняя мантия Сибирской платформы в разных частях последней имеет различное строение. Для района южной группы кимберлитовых полей намечается переход на границе Мохо от эклогитоподобных пород к эклогитам, а глубже — к гранатовым перидотитам, содержащим линзы гранатовых пироксенитов и гроспидитов. В районе северной группы кимберлитовых полей подкорковая часть мантии сложена в основном шпинелевыми перидотитами и пироксенитами, ниже которых располагаются гранатовые перидоти-

Таблица 37

Распределение фемафильных микроэлементов в минералах глубинных ксенолитов и кимберлитов Якутии

Минерал	г/т			% массы		Ni/Co	Cr/V	Ti/V
	Ni	Co	V	Cr	Ti			
<u>Гранатовые перидотиты (Мир)</u>								
Оливин	1930	176	11	0,019	0,016	10,97	17,18	14,55
Клинопироксен	409	50	164	1,200	0,044	8,18	73,17	2,68
Гранат	27	48	141	1,925	0,061	0,56	136,5	4,30
<u>Гранатовые пироксениты (Мир)</u>								
Клинопироксен	160	89	160	0,150	0,066	1,80	9,38	4,13
Гранат	27	50	139	0,944	0,148	0,54	67,91	10,66
<u>Эклогиты (Обнаженная)</u>								
Клинопироксен	440	25	190	0,260	0,260	17,60	13,68	13,68
Гранат	32	63	149	0,239	0,093	0,51	16,07	6,21
<u>Кимберлиты</u>								
Пикроильменит	616	124	1793	0,433	29,42	4,97	2,42	164,1

ты, пироксениты и эклогиты. В том и другом районе в ассоциации с гранатовыми и шпинелевыми гипербазитами находятся ильменитовые перидотиты, ильменитовые и слюдястые пироксениты. Все эти породы должны были в большей или меньшей степени подвергаться плавлению при образовании очагов толеитовой магмы, что не могло, очевидно, происходить без притока глубинных флюидов и тепла.

Более определенное представление о механизме образования толеитовой магмы можно получить при сравнении особенностей распределения фемафильных микроэлементов в траппах и минералах глубинных ксенолитов. В табл. 37 приведены наиболее надежные из полученных авторами данные по содержанию фемафилов в минералах гипербазитов и эклогитов. В связи с отсутствием анализов пикроильменита из ксенолитов перидотитов и пироксенитов приведены данные по пикроильмениту из кимберлитов, полученные И.П. Илупиным. Сопоставление табл. 36, 37 показывает, что содержание никеля и кобальта в траппах примерно равно полу-

сумме содержаний этих элементов в клинопироксене и гранате. Содержание хрома в данных минералах значительно выше, а содержание титана и ванадия ниже, чем в траппах. Содержание породообразующих окислов в траппах, за исключением окиси магния, составляет примерно половину суммы их содержаний в клинопироксене и гранате. Таким образом, состав толеитового расплава мог образоваться при полном плавлении клинопироксена и граната перидотитов, пироксенитов и эклогитов с отсадкой оливина и хромита, а также переходом в расплав значительной части пикроильменита — единственной фазы мантийных пород, способной обеспечить базальтовый расплав требуемыми концентрациями титана и ванадия. Расплавление пикроильменита приводило также к дополнительному обогащению трапповой магмы закисным и окисным железом, тогда как хром, как и в случае клинопироксена и граната, также должен был оставаться в рестите в виде хромита.

По аналогичной схеме происходило образование пикрит-базальтового расплава и толеитовой магмы ленского вулканоплутонического комплекса. Только в первом случае имело место более полное (обусловленное локальным повышением температуры) плавление субстрата, а во втором — отсадка более значительного количества оливина, чем при образовании трапповой магмы Сибирской платформы. В пользу последнего предположения свидетельствует повышенное содержание магния в траппах по сравнению с ленскими толеитами. Предлагаемая схема образования трапповой магмы хорошо объясняет также появление в составе трапповых комплексов трахибазальтов и трахидолеритов, материнская магма которых выплавлялась, вероятно, в самых верхних частях мантии на участках развития флогопитсодержащих пироксенитов в начальную стадию повышения геоизотерм.

Глава 5

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ И ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА И ПРИБАЙКАЛЯ

Щелочные базальты, несущие ксенолиты шпинелевых лерцолитов, относятся к наиболее глубинным образованиям складчатых областей, где они развиваются в стадию полного завершения орогенических движений и установления режима, близкого к платформенному. Проявления щелочнобазальтового вулканизма ассоциируются с толеитовыми излияниями, в большинстве случаев завершая процесс формирования базальтовых плато. Щелочные базальты широко распространены в складчатых областях, обрамляющих Сибирскую и Китайскую платформы, образуя в целом Восточно-Азиатскую щелоч-

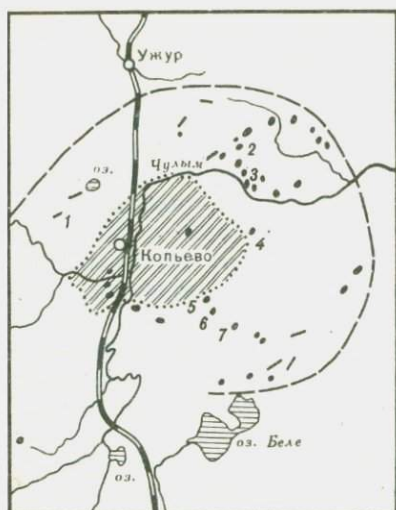
нобазальтовую провинцию. В западной (субширотной) ветви этой провинции размещены четыре крупных ареала распространения щелочных базальтов — Минусинский, Прибайкальский, Хангайский и Даригангский. К восточной, субмеридиональной, ветви относятся Восточно-Манчжурский, Сихотэ-Алинский, Чукотско-Кальмынский и другие ареалы.

Глубинные ксенолиты и вмещающие их щелочные базальты Минусинского прогиба и Прибайкалья, рассматриваемые в настоящей главе, детально описаны в ряде оригинальных работ и в двух монографических сводках [39, 58]. Однако имеющиеся в этих публикациях данные по геохимии щелочных базальтов и ксенолитов весьма ограничены. В то же время они крайне необходимы для региональных геохимических сопоставлений, составляющих одну из главных задач настоящей монографии. Поэтому авторы, хотя они и располагали сравнительно небольшим каменным материалом, приводят ниже результаты его геохимического изучения, намеренно не вдаваясь в подробности геологического строения районов, петрографии и минералогии глубинных пород. По тем же причинам изложение материалов проводится не раздельно для каждого региона, а в едином сравнительном плане, который позволяет увидеть сходство и различие между базальтами и ксенолитами отдельных регионов и выявить петрогеохимические неоднородности верхней мантии в южном обрамлении Сибирской платформы.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОВ И КСЕНОЛИТОВ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА

Минусинский межгорный прогиб, по данным И.В. Лучицкого [155], образовался в процессе обрушения силурийского сводевого поднятия, заложеного на каледонидах Сибири. В течение среднего и верхнего палеозоя внутри прогиба возникла система впадин и в их числе Чулымо-Енисейская, в пределах которой интенсивно проявился щелочнобазальтовый вулканизм. Здесь известно более 40 вулканических построек и даек щелочных базальтов позднепермско-раннетриасового возраста, половина из которых сконцентрирована на небольшой площади Копьевского антиклинального поднятия (фиг. 7).

Летом 1967 г. нами (Е.П. Денисов) были изучены вулканы в районах деревень Тергеш, Конгарово, Бараджуль и Камышты, т.е. почти на всей площади развития щелочных базальтов. Относительная высота вулканов обычно составляет десятки метров (Два Брата, Камышты, Тергеш-3а), изредка достигает 90–100 м (Три Брата, Тергеш-3). Форма их изометрическая у основания или близкая к ней. В большинстве своем вулканические постройки представлены куполами выжимания, дайками, некками, иногда трубками взрыва. В некоторых вулканах наряду с базальтами присутствуют вулканические брекчи, состоящие из неправильной формы обломков вулканических и осадочных пород.



Фиг. 7. Схема расположения вулканов Чулымо-Енисейской впадины (по И.В. Лучицкому)

1 - дайки и негк базальтов, 2 - Копьевское поднятие, 3 - граница площади распространения базальтов; цифрами на карте показаны вулканы: 1 - Камышты, 2 - Конгаров, 3 - Два Брата, 4 - Бараджуль, 5 - Тергеш-1, 6 - Тергеш-2, 7 - Тергеш-3

Особенностью состава базальтов является полное отсутствие щелочных минералов и даже калинатрового полевого шпата. Как правило, они состоят из моноклинного пироксена (авгита), оливина, плагиоклаза и магнетита. Присутствует акцессорный апатит. Из вторичных встречается карбонат, который широко развит в базальтах вулкана Камышты. Здесь даже макроскопически видны небольшие прожилки кальцита. В количественном отношении преобладают авгит и оливин; плагиоклаза, как правило, мало - до 5-10%. Только в базальтах вулкана Камышты количество его поднимается до 20-30%. Структура базальтов интерсергальная, гиалоцилитовая, гипокристаллическая. По составу базальты относятся к умеренно щелочным (табл. 38). Обращает на себя внимание низкое содержание калия. Расчет нормативного состава базальтов показал, что разности их, наиболее бедные кремнекислотой и богатые натрием, содержат молекулу нефелина и лишены гиперстеновой составляющей. Разности с повышенным содержанием кремнекислоты или с пониженным содержанием натрия богаты альбитовой составляющей и содержат молекулу гиперстена.

Все базальты минусинских вулканов содержат ксенолиты лерцолитов и пироксенитов (за исключением вулканов у оз. Беле и Брат в 4 км от дер. Конгарово), а также обломки кристаллов черного авгита, ортопироксена, санидина. Размер включений колеблется от первых сантиметров (вулкан Три Брата и др.) до 20-30 см (вулканы Два Брата, Камышты). Своеобразной чертой вулканов Чулымо-Енисейской впадины, отличающей их от всех других щелочнобазальтовых вулканов Восточной Сибири и Дальнего Востока, является присутствие наряду с ксенолитами шпинельных гипербазитов также их гранатовых разновидностей. Эта особенность дала основание А.В. Крюкову [137] рассматривать туфы и туфобрекчии щелочных

базальтов, содержащие ксенолиты гранатовых пород, как продукт смешения кимберлитовой и базальтовой магм.

Лерцолиты обычные. В большинстве своем они состоят из оливина, энстатита, диопсида и шпинели. При этом $Ol > OPx + CPx + Sp$. Иногда присутствует гранат пиропового ряда как с реакционной каймой, так и без нее. Породы от крупно- до мелкозернистых. Структура их всегда зернистая. Как и везде они содержат очень мало TiO_2 , Al_2O_3 , железа ($f_{общ.} \sim 10$), щелочей (табл. 39).

Оливин. Анализ чисто отобранных фракций показывает, что они имеют состав, очень близкий к среднему оливину из лерцолитовых включений в базальтах [85]. Небольшие содержания Al_2O_3 , Fe_2O_3 , а также Na_2O и K_2O обусловлены, по всей вероятности, процессами гипергенного выветривания минерала. Что это так, видно при больших увеличениях. Почти во всех случаях зерна оливина трещиноватые, по трещинкам развиваются вторичные минералы буроватого цвета, которые и обуславливают наличие указанных выше примесей. Небольшие содержания Al_2O_3 и CaO обусловлены также присутствием в оливинах твердых микровключений энстатита и диопсида, а также газово-жидких включений. Таким образом, состав оливина из лерцолитовых включений соответствует теоретической формуле почти чистого форстерита с $f = 10\%$ (табл. 40).

Энстатит. Химический состав энстатита иллюстрирует табл. 41. Средний состав образцов близок среднему составу энстатита из лерцолитовых включений в базальтах [87]. В минусинских энстатитах только несколько меньше Ca и Cr . Железистость их равна около 10%. Содержание молекул En , Fs и Wo также близко к среднему. Неясным остается вопрос о вхождении Fe^{3+} в кристаллическую решетку минерала. Скорее всего переменное количество Fe^{3+} обусловлено окислением Fe^{2+} в процессе гипергенного выветривания. Зерна энстатитов, как и оливинов, трещиноватые, по трещинкам развиваются вторичные минералы.

Диопсид. Химический состав диопсидов показан в табл. 42. Как и везде, диопсид Чулымо-Енисейской впадины содержит мало железа ($f \sim 10\%$). По сравнению со средним диопсидом из лерцолитовых включений [86] он несколько менее железистый, почти не содержит калия, всегда хромистый ($\sim 1\% Cr_2O_3$), малоглиноземистый. Присутствие части Fe^{3+} обусловлено окислением Fe^{2+} , т.к. по трещинкам диопсида развиты вторичные минералы. Содержание энстатитовой - 4,5-6,5% и воллостанитовой - 40-45%.

Шпинель. Химический состав шпинелей приведен в табл. 43. Основными составляющими шпинелей являются $MgAl_2O_4$, $FeCr_2O_4$ (с $FeFe_2^{3+}O_4$) и $FeAl_2O_4$ (или $MgCr_2O_4$). Как видно из анализов, содержание Cr_2O_3 (или хромитовой составляющей) невелико. Только в одном образце из вулкана Два Брата содержание Cr_2O_3 превышает 24% (вес.). Во всех местонахождениях в шпинелях из лерцолитовых включений в базальтах содержание Cr_2O_3 не выше 30%. В большинстве же случаев содержание лежит в пределах 12-13%.

Таблица 38. Химический (% массы) и нормативный (мол.%)

Компонент	1036д	1064д	1076д
SiO ₂	44,53	44,89	45,43
TiO ₂	2,50	2,71	2,44
Al ₂ O ₃	13,14	13,72	14,63
Fe ₂ O ₃	3,88	4,16	3,16
FeO	7,25	6,92	7,30
MnO	0,20	0,18	0,19
MgO	11,80	9,45	8,73
CaO	9,54	9,35	8,97
Na ₂ O	3,69	3,68	3,83
K ₂ O	1,11	1,22	1,36
H ₂ O ⁺	1,19	1,85	2,81
H ₂ O ⁻	0,15	0,30	0,32
P ₂ O ₅	0,97	1,13	0,89
Сумма	99,92	99,53	100,01
<i>f</i>	34	39	40
<i>K'</i>	16	18	18
<i>Or</i>	6,85	7,42	8,15
<i>Ab</i>	15,05	23,13	23,04
<i>He</i>	9,32	4,95	5,65
<i>An</i>	15,98	17,40	19,78
<i>Di</i>	20,70	18,03	17,03
<i>Hu</i>	-	-	-
<i>Ol</i>	19,77	14,83	14,86
<i>Mt</i>	5,70	6,17	4,60
<i>Ilm</i>	4,20	5,29	4,76
<i>Ap</i>	2,41	2,76	2,11
<i>Q</i>	-	-	-

Примечание. Чулымо-Енисейская впадина: 1036д - Два Брата, 1064д - Бараджуль, 1076д - Тергеш-1, 1060д - Тергеш-За, 1077д - Камышты; Прибайкалье: 1058д - Бартой, Ср. - среднее из 17 анализов бартойских базальтов с учетом данных И.В. Бело-

состав щелочных базальтов южного обрамления Сибирской платформы

	1060д	1077д	1058д	Среднее	Г-1024
	47,12	44,14	46,75	46,00	46,79
	2,09	3,10	2,50	2,58	2,38
	15,22	11,70	15,35	15,34	15,73
	4,73	7,35	3,17	4,13	0,51
	6,53	7,74	7,56	8,26	9,08
	0,16	0,20	0,18	0,16	0,16
	6,92	10,40	7,17	7,17	8,12
	8,39	7,71	7,02	7,71	6,55
	3,61	2,68	4,99	4,51	4,42
	1,32	1,21	2,88	2,03	3,83
	2,38	2,72	0,53		1,16
	0,21	0,23	0,28		0,04
	0,86	0,92	1,11		1,07
	99,52	99,98	99,49		99,84
	46	43	45	49	40
	19	23	27	22	36
	8,05	7,41	17,62	12,06	22,58
	31,44	23,71	18,21	20,63	11,70
	-	-	13,64	11,40	14,12
	22,14	16,58	10,80	15,73	12,13
	12,17	13,32	12,44	15,06	11,06
	3,20	9,58	-	-	-
	9,88	10,28	15,00	15,80	20,34
	6,96	10,95	4,73	5,44	0,71
	4,08	6,08	4,80	5,22	4,62
	2,09	2,07	2,75	1,84	2,73
	-	-	-	-	-

ва [15], В.С. Гладких, И.К. Пятенко [56]; Г-1024 - вулкан Хоррог, Хангайское нагорье, МНР. Образцы из коллекций В.А. Баскиной (Г-1024), все другие - Е.П. Денисова. Аналитики Е.А. Лаговская, С.П. Славкина.

Таблица 39

Химический состав (% массы) и железистость (мол.%) глубинных ксенолитов южного обрамления Сибирской платформы

Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	NiO	MnO
1(2)	44,72	0,08	3,19	-	2,35	5,54	0,24	0,13
2(1)	44,12	0,12	3,27	-	1,89	5,65	0,24	0,13
3(1)	44,74	0,14	3,72	-	1,61	5,99	0,22	0,12
4(1)	43,86	0,07	2,62	-	2,54	6,36	0,26	0,16
5(1)	44,98	0,07	3,00	-	2,64	5,06	0,19	0,14
6(2)	44,30	0,13	3,56	-	1,18	6,58	0,24	0,12
7(17)	44,37	0,12	2,90	-	1,83	6,04	0,26	0,13
8(1)	44,85	0,51	12,55	0,32	2,82	3,80	-	0,17
9(1)	46,76	1,45	9,63	0,12	-	4,62	-	0,15
10(2)	49,15	0,36	5,20	0,35	2,44	3,60	-	0,15
11(1)	47,48	1,08	3,73	0,70	-	3,39	-	0,13

Примечание. Лерцолиты: 1 - Два Брата, 2 - Бараджуль, 3 - Тергеш-1, 4 - Тергеш-3а, 5 - Камышты, 6 - Бартойская группа, 7 - среднее, включая данные И.В. Белова [15], В.А. Кутолина [144], Б.М. Владимирова и др. [39]; пироксениты черные: 8 - Тергеш-1, 9 - Два Брата, 10 - Бараджуль; пироксениты зеленые: 11 - Два Брата. Аналитики Е.А. Лаговская, С.П. Славкина.

Таблица 39 (окончание)

Проба	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п	Сумма	f
1(2)	40,00	1,88	0,18	0,10	0,18	1,18	99,78	9,6
2(1)	40,18	2,33	0,24	0,17	0,16	1,00	99,50	9,3
3(1)	39,21	1,82	0,26	0,10	0,11	1,49	99,53	9,6
4(1)	39,24	2,79	0,19	0,10	0,09	1,79	100,07	11,0
5(1)	39,22	1,72	0,17	0,04	0,15	2,62	100,00	9,6
6(2)	40,91	1,44	0,30	0,13	0,15	0,55	99,59	9,6
7(17)	39,58	2,23	0,24	0,11	0,12	-	-	9,7
8(1)	16,25	17,41	0,97	0,00	-	1,08	100,73	18,0
9(1)	17,67	17,38	0,81	0,00	-	1,40	99,99	12,7
10(2)	18,75	18,79	0,76	0,00	-	0,69	100,24	14,8
11(1)	28,96	13,26	0,65	0,00	-	1,36	100,74	6,1

Таблица 40

Химический состав (% массы), содержание катионов (на 4 O) и железистость (мол.%) оливина из перцолитовых ксенолитов южного обрамления Сибирской платформы

Компонент	1(7)	2(1)	3(8)	4(2)
SiO ₂	41,16	41,14	40,53	41,08
TiO ₂	0,04	0,01	0,10	0,02
Al ₂ O ₃	0,37	0,55	0,13	0,26
Fe ₂ O ₃	1,42	-	0,37	0,86
FeO	8,04	8,71	9,12	9,23
NiO	0,30	0,31	0,35	0,29
MnO	0,11	0,02	0,22	0,15
MgO	48,30	48,48	49,19	47,94
CaO	0,07	-	0,06	0,00
Na ₂ O	0,11	0,21	-	-
K ₂ O	0,11	-	-	-
Сумма	100,03	99,59	100,07	99,83
Si	1,006	1,010	0,994	1,008
Ti	-	-	0,001	-
Al	0,013	0,015	0,004	0,008
Fe ³⁺	0,026	-	0,007	0,016
Fe ²⁺	0,165	0,178	0,187	0,190
Ni	0,006	0,006	0,007	0,006
Mn	-	-	0,004	-
Mg	1,760	1,773	1,796	1,751
Ca	-	-	0,002	-
Na	0,003	0,009	-	-
K	0,002	-	-	-
ΣR ^{II} R ^{III}	1,975	1,981	2,007	1,971
f	9,8	9,1	9,8	10,5

Примечание. 1 - Два Брата, 2 - Тергеш-За, 3 - Бартойская группа, 4 - Хорог (МНР). Образцы из коллекций В.А. Баскиной (4), все другие - Е.П. Денисова. Аналитики Е.А. Лаговская, С.П. Славкина.

Для шпинелей в общем характерны относительно малые пределы колебаний общей железистости и хромистости [84].

Пироксениты. В базальтах Чулымо-Енисейской впадины наряду с перцолитовыми широко развиты и пироксенитовые включения. По цвету, минералогическому и химическому составу среди них выделяются две разновидности: черные и зеленые. Часто они встречаются в виде обособленных ксенолитов, но нередко образуют совместно с перцолитовыми так называемые сложные включения [89].

Черные пироксениты имеют переменный минералогический состав; они состоят из ортопироксена (0,5–2,7%), клинопироксена (95,5–73%) и шпинели (единичные зерна – 20%). Они безоливиновые, лишь изредка отмечаются единичные зерна оливина. Черные пироксениты нередко выветрелые, в минералах отмечаются округлые (ликвационные) и неправильной формы мелкие вкрапления сульфидов, газово-жидкие (углекислотные) и твердые кристаллические микровключения. Структура их близка к гипидиоморфнозернистой; размер зерен иногда превышает 1 см.

Химический состав черных пироксенитов приведен в табл. 39. По сравнению со средним составом перцолитовых включений [88] для них характерны повышенные содержания Al_2O_3 , FeO и Fe_2O_3 , высокие содержания Na_2O , TiO_2 и невысокие – MgO. Общая железистость их равна около 20% (мол.). От зеленых пироксенитов отличаются повышенными содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 , FeO и Fe_2O_3 и несколько пониженными – MgO. Большое влияние на состав черных пироксенитов оказывает количественное соотношение минералов. Преобладание клинопироксена сказывается в высоком содержании CaO. Присутствие шпинели повышает содержание Al_2O_3 , FeO и Fe_2O_3 . Отсутствие оливина характеризует пониженное содержание MgO. В целом же черные пироксениты характеризуются высокими содержаниями главных (петрогенных) элементов: Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, Ti, необходимых для выплавления базальта. Такая межзерновая выплавка наблюдается в черном пироксените из базальта Бартойского вулкана [89].

Энстатит черных пироксенитов имеет коричневатую окраску. Размер его зерен меньше, чем зерен диопсида. Химический состав энстатита приведен в табл. 41. От энстатита перцолитовых ксенолитов он отличается повышенными содержаниями TiO_2 , Na_2O и пониженными – MgO, Cr_2O_3 , высокой общей железистостью, равной 15–16% (мол.). Подобно он отличается и от энстатита зеленых пироксенитовых включений, за исключением примерно равных содержаний Na_2O .

Диопсид черных пироксенитов обладает серой окраской со слегка зеленоватым оттенком. В породе он преобладает над ортопироксеном и шпинелью, имеет наибольший размер зерен. Химический состав диопсида характеризует табл. 42, которая свидетельствует о значительном постоянстве содержаний отдельных окислов и небольших пределах их колебаний. Общая железистость диопсидов равна 16–20%. Особенностью состава диопсида черных пироксени-

Таблица 41'

Химический состав (% массы), содержание катионов (на 6 O) ксенолитов южного обрамления Сибирской платформы

Компонент	1(1)	2(1)	3(6)	4(8)
SiO ₂	55,73	56,13	55,19	53,62
TiO ₂	0,09	0,06	0,10	0,22
Al ₂ O ₃	4,02	3,56	4,14	4,50
Cr ₂ O ₃	0,31	0,30	0,30	0,71
Fe ₂ O ₃	0,27	0,70	0,87	0,30
FeO	5,41	4,94	5,65	6,02
MnO	0,18	0,17	0,17	0,12
MgO	32,81	32,38	32,59	33,08
CaO	0,29	0,67	0,53	0,51
Na ₂ O	0,23	0,17	0,15	0,21
K ₂ O	0,11	0,12	0,13	0,07
H ₂ O	0,37	0,25	-	0,27
Сумма	100,07	99,48	99,82	99,63
Si	1,945	1,915	1,915	1,872
Al ^{IV}	0,055	0,085	0,085	0,128
Al ^{VI}	0,089	0,079	0,083	0,057
Ti	-	0,002	0,002	0,006
Cr	0,008	0,008	0,008	0,021
Fe ³⁺	0,017	0,006	0,022	0,007
Fe ²⁺	1,144	0,158	0,164	0,175
Mn	0,006	0,006	0,004	0,002
Mg	1,674	1,711	1,685	1,721
Ca	0,025	0,011	0,023	0,019
Na	0,010	0,013	0,009	0,013
K	0,004	0,004	0,004	0,002
ΣR ^{II,III}	1,979	1,996	2,004	2,025
Mg-компон.	89,7	90,4	88,8	89,5
Fe-компон.	9,0	9,0	10,0	9,5
Ca-компон.	1,3	0,6	1,2	1,0
f	9,0	9,0	10,1	9,5

Примечание. Лерцолиты: 1 - Камышты, 2 - Тергеш-За, 3 - Два Брата, 4 - Баргойская группа, 5 - Хорог (МНР); пироксениты черные: 6 - Бараджиль, 7 - Тергеш-1, 8 - Два Брата;

и некоторые параметры состава (мол.%) энстатита из глубинных

	5(2)	6(1)	7(1)	8(3)	9(1)
	54,27	53,73	54,02	53,19	56,04
	0,16	0,14	0,16	0,25	0,10
	5,08	4,97	4,38	5,42	2,01
	0,16	0,08	0,15	0,10	-
	1,06	0,85	4,39	2,89	2,52
	5,75	8,41	6,45	7,11	5,52
	0,15	0,17	0,16	0,14	0,19
	32,27	29,64	29,10	28,30	32,58
	0,74	0,29	0,74	1,68	0,63
	-	0,28	0,16	0,30	0,23
	-	0,12	0,13	0,19	0,16
	0,00	1,15	-	0,10	-
	99,64	99,96	99,89	99,59	100,05
	1,888	1,904	1,895	1,876	1,944
	0,112	0,096	0,105	0,124	0,056
	0,096	0,112	0,076	0,101	0,027
	0,004	0,004	0,004	0,007	0,002
	0,004	0,002	0,003	0,002	-
	0,027	0,021	0,118	0,076	0,067
	0,167	0,249	0,189	0,210	0,160
	-	0,004	0,004	0,003	0,006
	1,673	1,568	1,522	1,487	1,683
	0,026	0,010	0,027	0,063	0,023
	-	0,017	0,010	0,021	0,012
	-	0,004	0,002	0,007	0,006
	1,997	1,991	1,995	1,997	1,988
	88,4	84,7	81,8	80,8	86,8
	10,2	14,8	16,7	15,8	12,0
	1,4	0,5	1,5	3,4	1,2
	10,4	14,9	17,0	16,3	12,2

пироксениты зеленые: 9 - Бараджиль. Аналитики Е.А. Лаговская, С.П. Славкина.

Таблица 42
Химический состав (% массы), содержание катионов (на 6 O)
ксенолитов южного обрамления Сибирской платформы

Компонент	1(1)	2(1)	3(7)	4(8)
SiO ₂	51,88	53,46	51,21	51,32
TiO ₂	0,30	0,18	0,40	0,69
Al ₂ O ₃	5,86	3,88	4,91	6,70
Cr ₂ O ₃	-	0,67	0,93	1,12
Fe ₂ O ₃	0,78	2,63	1,79	0,53
FeO	1,88	1,05	1,78	2,69
MnO	0,07	0,09	0,11	0,07
MgO	16,13	16,56	17,66	16,25
CaO	20,27	19,14	19,46	18,79
Na ₂ O	1,22	1,53	1,29	1,30
K ₂ O	0,18	0,12	0,06	0,10
П.п.п.	0,71	0,84	0,21	0,34
Сумма	99,80	99,38	99,81	99,90
Si	1,895	1,940	1,863	1,862
Al ^{IV}	0,105	0,060	0,137	0,138
Al ^{VI}	0,149	0,106	0,073	0,148
Ti	0,009	0,006	0,011	0,018
Cr	-	0,020	0,026	0,032
Fe ³⁺	0,022	0,070	0,048	0,014
Fe ²⁺	0,059	0,033	0,054	0,082
Mn	-	-	0,002	0,002
Mg	0,877	0,896	0,958	0,877
Ca	0,794	0,743	0,758	0,731
Na	0,083	0,105	0,091	0,092
K	0,009	0,004	0,001	0,004
ΣR ^{II,III}	2,002	1,985	2,022	2,000
Mg-компон.	47,8	48,5	50,1	48,7
Fe-компон.	4,4	5,6	5,5	5,6
Ca-компон.	43,3	40,2	39,7	40,5
Na-компон.	4,5	5,7	4,7	5,2
f	8,0	10,0	9,9	9,9

Примечание. Лерцолиты: 1 - Камышты, 2 - Тергеш-За, 3 - Два Брата, 4 - Бартойская группа, 5 - Хорог (МНР); пироксени-

и некоторые параметры состава (мол.%) диоксида из глубинных

	5(1)	6(2)	7(1)	8(4)	9(1)
	50,06	49,80	50,50	49,66	53,37
	0,49	0,73	0,69	0,74	0,16
	6,58	7,90	7,80	7,44	4,82
	1,07	-	0,28	0,15	-
	0,38	2,74	3,06	2,60	1,10
	2,76	3,55	2,65	3,21	1,95
	0,05	0,11	0,11	0,11	0,06
	16,58	14,02	14,26	15,01	16,09
	18,37	18,98	19,68	19,03	19,53
	1,64	1,13	1,06	1,04	1,65
	0,05	0,20	0,17	0,13	-
	0,79	0,74	-	0,76	1,10
	98,87	99,90	100,26	99,88	99,83
	1,846	1,830	1,831	1,825	1,943
	0,154	0,170	0,169	0,175	0,057
	0,134	0,173	0,167	0,148	0,148
	0,013	0,021	0,020	0,020	0,004
	0,031	-	0,009	0,003	-
	0,013	0,076	0,083	0,071	0,031
	0,086	0,110	0,081	0,099	0,051
	-	0,002	0,002	0,003	0,002
	0,913	0,769	0,769	0,823	0,872
	0,727	0,746	0,765	0,750	0,761
	0,115	0,080	0,074	0,075	0,116
	-	0,009	0,009	0,006	-
	2,033	1,985	1,979	1,998	1,993
	49,2	43,1	43,3	45,2	47,4
	5,4	10,5	9,4	9,5	5,0
	39,3	41,9	43,1	41,2	41,3
	6,1	4,5	4,2	4,1	6,3
	9,9	19,4	17,8	17,7	9,5

ты черные: 6 - Бараджиль, 7 - Тергеш-1, 8 - Два Брата; пироксени-
ты зеленые: 9 - Бараджиль. Аналитики Е.А. Лаговская, С.П. Славкина.

Таблица 43

Химический состав (% массы), содержание катионов (на 4 O и некоторые параметры состава (мол.%) шпинели из глубинных ксенолитов южного обрамления Сибирской платформы

Компонент	1(1)	2(1)	3(7)	4(8)	5(1)	6(1)
SiO ₂	-	-	0,18	2,31	-	-
TiO ₂	0,13	0,26	0,24	0,19	0,78	0,33
Al ₂ O ₃	55,04	46,89	52,45	53,35	52,08	60,38
Cr ₂ O ₃	13,79	17,54	15,35	12,97	1,26	0,14
Fe ₂ O ₃	0,63	6,41	2,23	5,15	8,85	2,59
FeO	10,53	9,28	9,81	6,00	20,26	18,76
MnO	0,17	0,11	0,11	0,09	0,14	0,12
MgO	19,18	18,56	19,05	19,81	16,25	17,00
CaO	0,26	0,69	-	-	-	-
Сумма	99,73	99,74	99,42	99,87	99,62	99,65
Al	1,708	1,513	1,623	1,672	1,648	1,860
Cr	0,288	0,378	0,316	0,270	0,053	0,004
Fe ³⁺	0,004	0,098	0,057	0,056	0,268	0,120
Ti	-	0,006	0,004	0,002	0,032	0,013
Mg	0,753	0,756	0,746	0,788	0,650	0,662
Fe ²⁺	0,247	0,244	0,254	0,212	0,350	0,338
f	25,0	31,1	29,4	25,4	48,7	40,7
φ'	14,4	20,0	16,3	13,9	3,1	0,2

Примечание. Лерцолиты: 1 - Камышты, 2 - Тергеш-За, 3 - Два Брата, 4 - Бартойская группа; пироксениты черные: 5 - Бараджкуль, 6 - Два Брата. Аналитики Е.А. Лаговская, С.П. Славкина, Т.П. Шпак.

товых включений по сравнению с таковым лерцолитовых и зеленых пироксенитовых является пониженное содержание Cr₂O₃, Mg - компонента, Na₂O, повышенное содержание Al₂O₃ (с учетом данных по другим регионам [145]), TiO₂ и K₂O.

Шпинель черных пироксенитов имеет черную окраску. Размер зерен ее иногда достигает 6-8 мм. Они ксеноморфные. Химический состав шпинели показан в табл. 43. Главными составляющими компонентами их являются (мол.%): шпинель - 65-66, герцинит - 17-27 и магнетит - 6-14. Шпинель черных пироксенитов имеет заметные отличия от шпинелей лерцолитовых и зеленых пироксени-

товых включений по железистости (у первых она больше и достигает 49%), хромистости (соответственно меньше и равна около 3%) и магнезиальности (соответственно меньше – содержание MgO равно 16–17%). У шпинели перцолитовых включений содержание Cr_2O_3 не опускается ниже 5%, у шпинели зеленых пироксенитов поднимается до 6,5%, а у шпинелей черных пироксенитов не поднимается выше 3% (табл. 43) [84, 89].

Зеленые пироксениты наряду с черными также широко развиты среди базальтов Чулымс–Енисейской впадины. Они характеризуются очень переменным минералогическим составом. Среди них выделяются две подгруппы пород: существенно клинопироксенитовые и вебстериты, часто с небольшим количеством оливина (до 5–10%). По сравнению с перцолитовыми включениями в зеленых пироксенитах часто отмечается повышенное содержание шпинели – до 10–20%. Химический состав зеленых пироксенитов показан в табл. 39. По сравнению с перцолитовыми включениями [89] они содержат больше SiO_2 , CaO и Na_2O , а по сравнению с черными пироксенитами – больше SiO_2 , MgO и меньше TiO_2 , Al_2O_3 , окислов железа (железистость их равна около 10%, а у черных – около 20%).

Энстатит зеленых пироксенитов имеет близкий состав с энстатитом перцолитовых включений [87] и отличаются от него лишь несколько меньшими содержаниями Cr_2O_3 . Большие различия отмечаются между энстатитами черных и зеленых пироксенитов. В энстатите зеленых пироксенитов содержится больше MgO и Cr_2O_3 , при небольшой железистости (около 10%).

Диопсид зеленых пироксенитов имеет зеленый цвет, часто преобладает в породе. Химический состав его показан в табл. 42. Так же как энстатит зеленых пироксенитов он близок по химическому составу диопсиду перцолитовых ксенолитов [86], отличаясь от него лишь пониженными содержаниями Cr_2O_3 . Более значительные отличия существуют между диопсидами зеленых и черных пироксенитов. Первые содержат меньше титана и железа (железистость первых около 10%, вторых – около 20%) и несколько больше Na_2O и Cr_2O_3 .

Шпинель зеленых пироксенитов характеризуется относительно высоким содержанием шпинелевого компонента (до 83%) и невысокими – герцинитового (до 8%) и хромитового (до 7%). Железистость шпинели, равная около 13%, ниже, чем у шпинелей перцолитовых и черных пироксенитовых включений, а хромистость (около 5–6%) ближе к нижнему пределу шпинелей перцолитовых ксенолитов.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОВ И КСЕНОЛИТОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ

В Прибайкалье щелочные базальты пользуются весьма широким развитием. Как и в других регионах, они известны среди полей развития толеитовых базальтов в Восточно–Саянском, Хубсугульском, Хамардабанском и Верхнеджикинском районах. Излияния базальтов

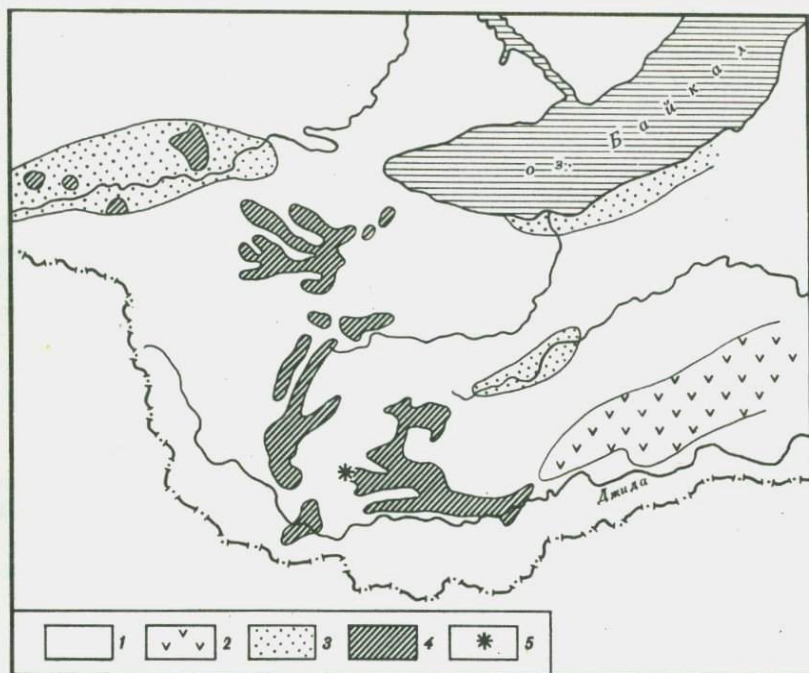
здесь не связываются с крупными разрывными нарушениями. В большинстве своем они приурочены к наиболее низким участкам впадин, лежащим над объемно раздробленным фундаментом протерозойд [253]. В общем же излияния базальтов несомненно характеризуют неоген-четвертичный этап активного развития Байкальской рифтовой зоны.

Из прибайкальских щелочнобазальтовых проявлений наиболее богата ксенолитами и наиболее хорошо изучена Бартойская группа вулканов. Она расположена в пределах Джидинской впадины, которая в свою очередь находится в южной части обширной депрессии – Витимо–Селенгинского синклиория. Джидинское поле базальтов тяготеет к южной границе Байкальской рифтовой зоны (фиг. 8).

Бартойские вулканы находятся в широкой долине р. Бартой в 16–18 км от устья. Здесь известно более 6 вулканических построек высотой до 50–60 м над уровнем долины. Как и во многих других регионах, вулканические постройки представляют небольшие, близкие к изометричной или неправильной формы моновулканы, иногда с агломератовыми туфами и с вулканическими бомбами или же купола выжимания. Вулканические постройки сильно эродированы, сложены плотными, шлаковыми и туфовыми разностями базальтов. Расстояние между вулканами невелико, составляет сотни метров и до 2 км. По возрасту они относятся к постплиоценовому [15].

Базальты вулканов всегда содержат включения перидотитов, пироксенитов, черных крупных монокристаллов авгита, санидина, а также обломки пород фундамента. В различной степени раскристаллизованные базальты состоят из оливина, плагиоклаза (№ 50–60), клинопироксена (авгита), магнетита, калинатрового полевого шпата и акцессорного апатита. Количественное соотношение минералов не остается одинаковым в базальтах разных вулканов, так же как и в породах одного вулкана. Структура их обычно гиалопилитовая и гипокристаллическая. Химические анализы бартойских базальтов, приведенные в работах И.В. Белова [15], В.С. Гладких и К.И. Пятенко [56], и результаты расчета их нормативного состава показывают, что все породы относятся к щелочной натриевой серии и характеризуются постоянным присутствием нефелиновой молекулы, содержание которой достигает 22 мол.%. Калиево-щелочность базальтов колеблется от 15 до 30 мол.%, составляя в среднем 22%. При близком содержании натрия в щелочных базальтах Прибайкалья, Хангайского нагорья и Сихотэ–Алиня, байкальские базальты отличаются от монгольских и дальневосточных пониженным содержанием калия.

Шпинелевые перидотиты, содержащиеся в базальтах Бартойской группы вулканов, мало чем отличаются от подобных пород других регионов. Химический состав шпинелевых перидотитов приведен в табл. 39. Как и везде, они содержат мало глинозема, трехвалентного железа, кальция, натрия, калия и фосфора. Общая железистость их не превышает 11% (мол.). Они близки среднему составу перидотитовых включений [88]. Шпинелевые перидотиты от мелко- до крупнозернистых, катаклазированные и часто трещиноватые. Трещин-



Фиг. 8. Схема расположения элементов мезозойской и кайнозойской структур и пород трахибазальтовой формации Прибайкалья (по Н.А. Флоренсову)

1 - фундамент, сформированный байкальской складчатостью; 2 - остатки раннемезозойских прогибов, выполненных эффузивно-осадочными комплексами пород; 3 - кайнозойские впадины с моласовыми отложениями; 4 - поля распространения трахибазальтов; 5 - Бартойская группа вулканов

ки выполнены базальтовым материалом. Размер включений достигает 20–30 см. Состоят из оливина, орто- и клинопироксена и шпинели. Структура их аллотриаморфнозернистая.

Оливин. Всегда имеет бледно-зеленоватый цвет, часто трещиноватый, по трещинкам развиты вторичные минералы, содержат первичные и вторичные (по трещинкам) микровключения. Размер зерен оливина достигает 0,5–0,7 см. Как и в других регионах, оливины из ксенолитов шпинелевых перидотитов характеризуются исключительным постоянством химического состава (табл. 40). Незначительное присутствие алюминия, кальция и титана обусловлено посторонними примесями – микровключениями пироксенов, а окисного железа – гипергенными процессами, в результате которых часть закисного железа переходит в окисное. В некоторых, наиболее свежих и чисто отобранных оливинах количество указанных примесей

составляет лишь сотые доли %. Оливины весьма близки по составу среднему оливину из перцолитовых ксенолитов [85]. На контакте с базальтами заметных изменений оливина не наблюдается.

Энстатит. Цвет энстатита бутылочно-зеленый, размер зерен, как и оливина, достигает 0,5–0,7 см. Химический состав энстатитов перцолитовых ксенолитов иллюстрируется таблицей 41. Содержание главных окислов колеблется в небольших пределах, отвечая среднему составу энстатита перцолитовых ксенолитов [85]. Отмечается также незначительное колебание молекул En, Fs и Wo, соответственно (%): 88,5–90,5; 8–10 и 0,6–1,2. По сравнению со средним содержанием этих молекул в Бартойских энстатитах несколько больше En и меньше Fs и Wo. О постоянстве состава свидетельствует и общая железистость, равная 8–10,5. На контакте с базальтовой лавой происходило плавление энстатита с образованием агрегата вторичных зерен оливина, пироксена и иногда стекла.

Диопсид. Имеет ярко-зеленую окраску, размер зерен до 1–2 мм. Зерна ксеноморфные, лишь изредка отмечаются близкие к идиоморфным. Химический состав диопсида показан в табл. 42, из которой следует, что колебания в содержании главных окислов незначительные, близкие среднему составу диопсида из перцолитовых ксенолитов [86]. Колебания содержаний молекул энстатита, ферросилита, волластонита и жадеита незначительные, соответственно (%): 45–50; 5–6; 40–41 и 2–7. Общая железистость равна 9–11. На контакте с базальтами видимых изменений диопсида не наблюдается.

Шпинель. Цвет ее бурый, размер зерен обычно не превышает 1–1,5 мм, содержание в породе достигает 1%, редко больше. Форма зерен ксеноморфная. Колебания в содержании основных окислов лежат в пределах (%): TiO_2 – 0,15–0,20, Al_2O_3 – 52–57 (только в одном образце понижается до 42, но в этом случае отмечается и очень высокое содержание Cr_2O_3 – до 27,4), Cr_2O_3 – 9–17, Fe_2O_3 – 2–6, FeO – 5–8, MgO – 18–20. Таким образом, только для Cr_2O_3 отмечаются довольно значительные колебания, в крайних случаях равные 9 и 27%. Железистость шпинелей колеблется в пределах 20–30%, хромистость – 10–12%. Основными составляющими молекулами шпинели являются: шпинель, хромит (и магнетит), герцинит. При взаимодействии с базальтовой лавой в краевой части зерен шпинели выделяется магнетит в виде черной каймы.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВ И КСЕНОЛИТОВ

Щелочные базальты различных регионов южного обрамления Сибирской платформы заметно отличаются по химическому составу и геохимическим особенностям, причем эти различия не связаны с геологическим возрастом пород и обусловлены, вероятно, состоянием верхней мантии регионов в период генерации базальтового распла-

ва. Как видно из табл. 38, базальты Чулымо–Енисейской впадины по сравнению с базальтами Джидинской впадины Прибайкалья являются более основными и менее щелочными породами: они содержат меньше кремнекислоты, глинозема, железа, щелочей и больше магния и кальция, чем базальты барто́йских вулканов. Поскольку различия в содержании кремнекислоты незначительные, а натрия существенные, барто́йские базальты более богаты нефелиновой молекулой и относятся к нефелин–базальтовой серии. По петрохимическим чертам и возрасту к базальтам Джидинской впадины близки щелочные базальты Тарятской впадины Ханга́йского нагорья, излияния которых, так же как и прибайкальских, были связаны с активизацией Байкальской рифтовой зоны. Тарятские базальты по сравнению с джидинскими более богаты калием и менее железисты.

Щелочные базальты Минусы и Прибайкалья существенно отличаются по содержанию микроэлементов глубинной группы (табл. 44). Содержание никеля в минусинских базальтах в четыре раза выше, чем в прибайкальских, кобальта и ванадия – в два раза, хрома и меди – почти в три. По содержанию никеля и меди базальты Минусы очень близки к щелочным базальтам Приморья; содержания трех других элементов в базальтах Минусы значительно ниже. Барто́йские базальты, несмотря на их общую петрохимическую близость с щелочными базальтами Приморья, имеют аномально низкие содержания глубинных микроэлементов. Но и в Приморье выделяется Верхне–Ануйская группа вулканов с такими же низкими содержаниями сидерофилов и меди. Следует отметить, что, хотя в нашем распоряжении имеется только один анализ тарятских базальтов на микроэлементы (вулкан Хорог), но и он дает основание полагать, что щелочные базальты Ханга́йского нагорья по содержанию сидерофилов ближе к приморским, чем базальты других регионов южного обрамления Сибирской платформы.

Интересные выводы получают при сравнении химических составов минералов лерцолитовых ксенолитов южного обрамления Сибирской платформы. В табл. 45 сведены средние величины железистости, содержания глинозема и натрия в минералах, причем, кроме анализов табл. 40–42, для расчета использованы данные В.В. Кебежинского по перидотитовым ксенолитам из щелочных базальтов Тарятской впадины [58]. Анализ табл. 45 показывает, что в целом лерцолитовый парагенезис Прибайкалья и Ханга́йского нагорья более богат железом, алюминием и натрием, чем парагенезис Минусинского прогиба. Наиболее высокую железистость и глиноземистость имеют минералы лерцолитов Тарятской впадины. Содержание натрия выше всего в диопсидах из ксенолитов Барто́я. Эти данные позволяют предполагать, что уже в конце палеозоя верхняя мантия Минусинского прогиба была более бедна базальтическими компонентами, чем верхняя мантия Ханга́йско–Байкальской зоны на позднекайнозойском этапе.

Недостаточное количество определений микроэлементов в минералах из ксенолитов Ханга́йского нагорья не дает возможности в

Таблица 44

Содержание микроэлементов (г/т) в глубинных породах и мине

Породы, минералы, районы	Ni	Co	Cr	V	Ti
Базальты, Минуса (28)	357	29	136	90	-
Базальты, Бартой (5)	94	15	47	50	-
Базальты, Хорог (1)	280	44	1400	190	-
Оливин из перцолита, Минуса (8)	2106	146	55	16	423
Оливин из перцолита, Бартой (7)	1953	160	59	6,4	463
Оливин из перцолита, Хорог (2)	1900	105	20	4,1	68
Энстатит из перцолита, Минуса (10)	1330	87	2490	101	880
Энстатит из перцолита, Бартой (7)	674	77	1573	42	826
Энстатит из перцолита, Хорог (2)	610	38	2650	85	840
Энстатит из пироксена, Минуса (7)	739	99	1273	136	2013
Диопсид из перцолита, Минуса (8)	896	69	5075	271	3088
Диопсид из перцолита, Бартой (7)	485	26	3026	165	3971
Диопсид из перцолита, Хорог (2)	410	55	3250	142	4000
Диопсид из пироксена, Минуса (7)	411	47	2846	174	7986

Примечание. Анализы выполнены аналитиком Э.Д. Голубевой. В скобках количество анализов.

достаточной мере подкрепить этот вывод данными по распределению микроэлементов. Тем не менее из табл. 44 следует, что перидотитовый субстрат Байкальской зоны по сравнению с Минусинской был более богат кобальтом, титаном, оловом и, возможно, цинком и галием. Однако самый важный вывод, который можно сделать, анализируя табл. 44, касается особенностей распределения никеля в оливине и пироксенах и вытекающей из этого возможности оценки температурного режима верхней мантии той и другой зоны. Оливи-

ралах южного обрамления Сибирской платформы

	Cu	Zn	Pb	Ag	Sn	Ga	Zr	B
	103	35	2,0	0,016	1,7	8,5	42	1,6
	41	45	0,9	0,011	1,7	8,2	52	1,4
	66	15	5,4	0,022	10	48	71	1,0
	13	29	3,0	0,100	2,7	4,2	58	12
	14	21	4,0	0,053	3,0	3,6	47	4,1
	13	77	4,8	0,077	1,9	3,0	42	1,8
	23	26	5,3	0,082	2,3	5,9	63	3,3
	16	22	2,4	0,050	2,4	3,5	44	2,2
	27	51	2,5	0,060	2,5	13,5	41	1,6
	25	41	2,0	0,234	3,0	7,3	76	4,5
	32	29	3,4	0,199	2,4	6,5	77	8,6
	18	15	4,0	0,046	2,2	3,6	43	2,6
	15	6,6	4,2	0,138	2,1	7,8	65	0,8
	30	9,3	2,0	0,180	2,2	12	58	2,2

ны из ксенолитов Минусы, Прибайкалья и Хангая близки по содержанию никеля, тогда как пироксены значительно отличаются в этом отношении. Так, энстатиты Минусы, Прибайкалья и Хангая содержат соответственно 1330, 674, 610, а диопсиды - 896, 485, 410 г/т Ni. Учитывая, что с ростом температуры разница содержания никеля в оливине и диопсиде, находящихся в равновесии, возрастает [290], приведенные цифры указывают на более высокотемпературный режим верхней мантии Хангайско-Байкальской зоны

Таблица 45

Сравнительная характеристика среднего химического состава минералов лерцолитовых ксенолитов южного обрамления Сибирской платформы

Минералы, параметры	Минуса	Бартой	Хангай	
			1	2
Оливин <i>f</i> , мол. %	9,8 (8)	9,8 (8)	10,5 (2)	11,8 (8)
Энстатит <i>f</i> , мол. %	9,8 (8)	9,6 (8)	10,4 (2)	12,3 (8)
Al ₂ O ₃ , % массы	4,05 (8)	4,50 (8)	5,07 (2)	4,50 (8)
Диопсид <i>f</i> , мол. %	9,6 (9)	9,9 (8)	9,9 (1)	13,6 (9)
Al ₂ O ₃ , % массы	1,31 (9)	1,30 (8)	1,64 (1)	1,59 (9)
Na ₂ O, % массы	4,90 (9)	6,70 (8)	6,58 (1)	6,18 (8)

Примечание. 1 – данные авторов; 2 – рассчитано авторами по данным В.В. Кепежинскас [58]. В скобках количество анализов.

в кайнозое (1095–1070°C) по сравнению с температурой глубинного субстрата Минусинской зоны в раннем мезозое (970°C).

Трудно сказать, было ли связано разогревание верхней мантии Хангайско–Байкальской зоны с эпохой мезозойской тектоно–магматической активизации протерозоид, но кайнозойская активизация Байкальской рифтовой системы безусловно сопряжена с дислокациями в субстрате мантии и интенсивными тепловыми и флюидными потоками. Примечательно, что наши данные о разогревании верхней мантии в пределах Бартойского вулканического поля совпали с материалами геотермических исследований, показавшими наличие аномально высокого теплового потока именно в данном участке Джидинской зоны [174].

Часть II

ГЛУБИННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Глава 6

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Обширная территория Дальнего Востока СССР, включающая Хабаровский и Приморский края, Амурскую, Магаданскую, Камчатскую и Сахалинскую области, имеет очень сложное геологическое строение. В пределы ее входят южная и восточная части Алдано-Станового шита Сибирской платформы, восточная часть Монголо-Охотского складчатого пояса, Яно-Колымо-Чукотская и Сихотэ-Алинская области мезозойской складчатости с их древними срединными массивами (Чукотский, Омолонский, Тайгоносский, Охотский, Хинган-Буреинский, Ханкайский), Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса, Корякско-Камчатско-Курильская область кайнозойской складчатости и молодой островной дуги (фиг. 9, см. вкл.).

Формирование всех названных структурно-формационных областей было связано с более или менее интенсивными проявлениями вулканизма.

Проведенные в последние годы исследования докембрия Дальнего Востока показали, что в составе фундамента срединных массивов Тайгоносского, Омолонского, Охотского, а также в тектонических блоках, заключенных в верхнеархейских толщах Становой зоны, широко распространены основные кристаллосланцы и амфиболиты, которые по условиям метаморфизма сопоставимы с наиболее древними раннеархейскими породами Алданского шита [81, 171, 52, 120, 215]. Эти данные дают основание считать, что наиболее древние вулканические зоны в регионе были сформированы в раннем архее, причем они имели базальтоидный состав и, судя по значительной мощности ортометаморфических толщ, занимали весьма большие площади. Ограниченное количество известных выходов нижнеархейских пород не позволяет наметить границы распространения раннеархейских вулканических зон. Однако можно предполагать, что излияния базальтоидов в раннем архее происходили в пределах широкого пояса, протягивавшегося вдоль восточной окраины Азиатского континента в современном ее понимании [215].

Тектоническая природа раннеархейских вулканических зон остается

ся неясной. По мнению А.М. Смирнова, наиболее древние, возможно катархейские, толщи преимущественно метабазитового и метаультрабазитового состава (зверевский или курультино-гонамский комплекс Алданского щита и Становой зоны, нижнеархейские метабазиты Омолонского, Тайгоносского и Охотского массивов) могут рассматриваться как реликты первичной базальтовой коры. Ее формирование происходило в условиях особого (догеосинклинального или нуклеарного) тектонического режима, когда отсутствовало четкое расчленение верхней оболочки Земли на устойчивые и подвижные участки, а отложение вулканического материала было приурочено к сетке разломов и сопровождалось образованием первичных аккумулятивных поднятий. По мере роста поднятий, заложенных в водных бассейнах, между ними развивались первичные депрессии ("овалы седиментации"), заполнявшиеся продуктами прибрежной абразии вулканических куполов и размыва протоконтинентальных кор выветривания, а также подводных извержений базальтоидного материала.

Неравномерность роста поднятий привела к обособлению в их пределах поднятий и впадин второго порядка, причем наряду с продолжавшимся излиянием основных лав происходило извержение и кислого материала, накопившегося в процессе дифференциации очагов базальтовой магмы. В позднем архее произошла инверсия вертикальных движений, что было вызвано преимущественным накоплением более легких кислых масс в прогибавшихся овалах и более тяжелых основных – на поднятиях. В результате этого область развития алданского комплекса, в раннем архее представлявшая "овал седиментации" с ограниченным развитием основных вулканитов, в позднем архее превратилась в поднятие, а Становая зона – в область глубокого прогибания, в которой на погруженном преимущественно базитовом фундаменте зверевского (курультино-гонамского) комплекса сформировался эффузивно-осадочный становой комплекс.

Отложения станового комплекса, равномерно метаморфизованные в амфиболитовой фации, обладают хорошо выраженной цикличностью, при которой каждый литогенетический ритм состоит из метабазитов, залегающих в нижней части ритма, и кислых гнейсов и кварцитов, развившихся за счет терригенно-кремнистых осадков, – в верхней. В сводном разрезе станового комплекса, по А.М. Смирнову, выделяется до пяти ритмов указанного строения. Эта особенность комплекса, а также весьма значительная мощность отложений и широкое развитие линейной складчатости сближает Становую зону с эвгеосинклинальными структурами фанерозоя. Другие ее черты, например, распространение куполовидных структур, отсутствие типично миегосинклинальных и орогенных грубообломочных формаций, указывают на примитивный характер геосинклинального режима, связанный с незначительной контрастностью вертикальных движений [215]. К образованиям станового типа в советской части Дальнего Востока, по А.М. Смирнову, относятся верхнеархейские комплексы Чукотско-

го и западной части Омолонского срединных массивов. Основное отличие их от станового комплекса заключается в незначительном развитии метабазитов.

Метаморфические комплексы протерозойского и позднепротерозойско-раннепалеозойского возраста широко распространены в пределах Ханкайского и Хингано-Буреинского массивов, а также Монголо-Охотского пояса. В названных срединных массивах метаморфические (нижний и средний протерозой) и слабометаморфизованные карбонатно-терригенные (верхний протерозой-кембрий) комплексы имеют типично миогеосинклинальный характер и в общем очень бедны вулканическими образованиями. В Монголо-Охотском поясе как метаморфические толщи верхнего протерозоя (янканская и тукурингская серии), так и слабометаморфизованные отложения нижнего палеозоя (улигданская свита) представляют собой образования эвгеосинклинального типа с широким распространением основных эффузивов. Аналогичный эвгеосинклинальный характер имеют наиболее древние (позднепротерозойско-раннепалеозойские) метаморфические комплексы зоны перехода континента к Тихоокеанской впадине (комплекс Хида Японии, ганальская и становая серии Камчатки).

В конце раннего палеозоя началась интенсивная тектоническая активизация тихоокеанской окраины Азиатского континента. К этому периоду и среднему палеозою относится заложение крупнейших геосинклинальных систем Северо-Восточной Азии - Лаоелин-Гродековской, Сихотэ-Алинской, Яно-Колымо-Чукотской, формирование которых сопровождалось мощными проявлениями глубинного вулканизма.

Лаоелин-Гродековская область палеозойской складчатости занимает юго-западную часть Приморского края (Гродековская зона), северную часть КНДР и северо-восточную часть КНР, ограничиваясь на юго-западе Сино-Корейским щитом, а на северо-востоке Ханкайским, Северо- и Южно-Кэнтэйским срединными массивами. Гродековская зона сложена средне- и верхнепалеозойскими вулканогенными и осадочными породами. Наиболее древние отложения представлены кордонкинской свитой с возрастом от силура, возможно позднего ордовика, до среднего девона. В нижней части свиты преимущественно развиты кремнисто-терригенные осадки, в верхней - андезитовые порфириды и их туфы [93].

Основные эффузивы в кордонкинской свите не развиты. Однако они появляются в других районах палеозойской складчатой области. В Южно-Приморской структурно-формационной зоне, занимающей переходное положение между Гродековской зоной и мезозойскими структурами Сихотэ-Алиня, полным возрастным аналогом кордонкинской свиты является вангоуская эффузивно-кремнисто-терригенная серия, в которой эффузивная составляющая представлена основными породами, претерпевшими зеленокаменное изменение [54].

Для Сихотэ-Алинской складчатой области характерно развитие двух формационных комплексов - верхнепалеозойского эвгеосинклинального и мезозойского миогеосинклинального. Первый комплекс обнажается в антиклинорных структурах - Баджалском антиклинор-

рии, примыкающем на западе к Хингано-Буреинскому массиву. Главном антиклинории, протягивающемся в север-северо-восточном направлении из Южного Приморья в Нижнее Приамурье, Прибрежном поднятии, слагающем узкую полосу континента вдоль границы с япономорской впадиной. Второй комплекс развит в Горинском и Главном синклиниях Сихотэ-Алиня, где он, вероятно, подстилается верхнепалеозойскими образованиями эвгеосинклиналичного комплекса.

Заложение Сихотэ-Алинской геосинклинали относится к среднему палеозою, причем в силуре и девоне происходило отложение преимущественно терригенных осадков, а интенсивные проявления подводного вулканизма начались только в раннем карбоне. В Баджальском антиклинории в основании геосинклиналичного комплекса находится терригенная толща среднего девона (мощностью около 2000 м), которая лежит на размытой поверхности протерозойских кристаллических сланцев и древних гранитоидов [53]. Отложения нижнего, среднего и верхнего карбона, нижней и верхней перми (общей мощностью около 8000 м) имеют эвгеосинклиналичный характер и представлены чередованием пачек терригенных и кремнистых пород, известняков, диабазов и спилитов. В основании разреза Главного антиклинории в Южном Приморье находится тудовакская свита силурийско-девонского возраста (мощность 4000-5000 м), сложенная микрокварцитами, мраморами, глинистыми сланцами и кремнистыми породами. Более молодые образования карбона и нижней перми, объединяемые в улахинскую серию с общей мощностью до 7500 м, образуют кремнисто-терригенно-вулканогенный комплекс с типичным для офиолитовой формации сочетанием основных эффузивов (спилиты, диабазы, базальты) и рвущих их интрузивов базитового и гипербазитового состава [98]. Характер стратиграфических соотношений улахинской серии и тудовакской свиты остается невыясненным, так как установленные контакты между их отложениями проходят по разломам. В Прибрежном антиклинории верхнепалеозойские образования представлены разрозненными выходами рифогенных известняков, на которых в отдельных участках (гора Зарод) согласно залегают кремнисто-вулканогенные отложения нижней перми (пантовая свита).

В конце пермского периода активность вулканической деятельности в пределах всего геосинклиналичного бассейна Сихотэ-Алиня резко снизилась, и в дальнейшем развитие его отвечало миеосинклиналичному режиму. Однако в отдельные периоды на определенных участках происходило приоткрывание ранее заложенных или образование новых глубинных разломов, сопровождающееся подводными изменениями базальтовой магмы. Наиболее отчетливо процессы подводного вулканизма с образованием кремнистых пород, диабазов и спилитов проявлялись в раннеюрское время в Горинском прогибе (хурбинская свита), в среднеюрское время в пределах Главного и Прибрежного поднятий Сихотэ-Алиня (окраинская и горбушинская свиты), в позднеюрское время в Бикинской и Главной геосинклиналичных зонах (култухинская и эрдагоуская свиты).

Яно-Кольмо-Чукотская складчатая область по сравнению с Сихотэ-Алинской характеризуется менее интенсивным проявлением эвгеосинклинального вулканизма и обычно рассматривалась как миеосинклинальная система терригенного (верхоянский комплекс) и частично терригенно-карбонатного (нижне-среднепалеозойский комплекс) типов [134]. Однако исследования последних лет [268, 72 и др.] показали, что в центральной части этой области пролегал весьма протяженный Алазейско-Олойский эвгеосинклинальный пояс, который ранее неправомерно включался в состав Кольмского и Омолонского срединных массивов. В строении пояса принимают участие основные эффузивы ордовика и позднего триаса, а также ассоциирующие с ними интрузивы серпентинизированных ультраосновных пород.

Яно-Кольмо-Чукотская и Сихотэ-Алинская складчатые области на востоке отграничены от кайнозойских складчатых структур и впадин внутренних морей вулканическими поясами Охотско-Чукотским и Восточно-Сихотэ-Алинским, которые являются главными звеньями Чукотско-Катазиатской системы вулканогенных шовных структур западной окраины Тихого океана. По огромной протяженности линейных вулканических зон и грандиозности масштабов вулканизма Чукотско-Катазиатская система может быть сопоставлена только с Кордильеро-Андийской системой краевых вулканических поясов, обрамляющих впадину Тихого океана на востоке. Развитие интенсивного вулканизма как в той, так и в другой системах, начинается в меловом периоде и продолжается в течение всего кайнозоя, т.е. совпадает по времени с формированием базальтового ложа Тихого океана. Следовательно, возникновение краевых вулканических поясов не может быть прямым следствием орогенических движений, происходивших в различных геосинклинальных зонах Тихоокеанского подвижного пояса, но является, очевидно, отражением более общих и глубинных процессов, протекавших в Тихоокеанском сегменте Земли. Как считают некоторые исследователи, например, Е.Е. Милановский [166], мезокайнозойский наземный вулканизм периферии Тихого океана представляет одно из частных проявлений океаногенеза — процесса развития и углубления океанических впадин, испытывавшего резкую активизацию в позднем мезозое и кайнозое. Это предположение согласуется с ранее опубликованными представлениями М.С. Нагибиной [176], М.И. Ицксона, Л.И. Красного, В.Т. Матвеевко [112], Ю.М. Пушаровского [193], А.Л. Яншина [275], рассматривавшими Чукотско-Катазиатский вулканический пояс как особую шовную структуру с негеосинклинальным типом развития, отделяющую материковую Азию с континентальной корой от промежуточной зоны с корой переходного типа, протягивающейся между окраиной континента и ложем океана.

Представление о шовном характере тектонических структур, контролировавших развитие вулканизма в Чукотско-Катазиатском поясе, в последние годы подтверждается данными по глубинному строению и формационному составу эффузивных образований Охотско-Чукот-

ского вулканогена [269, 20, 19]. Так, согласно материалам магнитных и гравитационных наблюдений, в этом поясе отчетливо выделяются внешняя материковая (собственно наложенная) и внутренняя приокеаническая (новообразованная или унаследованная) зоны, граница между которыми проходит по глубинному разлому, отделяющему кайнозойские структуры Корякско-Камчатской области от мезозойских и более древних структур Яно-Кольмо-Чукотской складчатой области. В зоне глубинного разлома устанавливается скачкообразное изменение мощности и строения земной коры. Например, на охотско-магаданском отрезке глубинного разлома мощность коры резко снижается от 35-40 до 20-25 км, причем в приокеанической зоне пояса практически исчезает "гранитно-метаморфический" слой [269]. Приокеанической зоне свойственно развитие формации высокоглиноземистых базальтов и андезитов-базальтов, характерной для Курило-Камчатской островной дуги, тогда как во внешней материковой зоне распространены более кислые и калиевые породы формаций амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезитов-базальтов, липарит-андезитов-дацитов, липарит-дацитов [19].

Глубинные разломы, контролировавшие формирование Охотско-Чукотского пояса по гравиметрическим данным, имеют субвертикальные падения и достигают глубин от 40 до 250 км [269].

Как считают некоторые исследователи [95, 165], заложение главных разломов шовной зоны произошло задолго до начала формирования вулканического пояса - в раннем палеозое, а возможно, и в докембрии, что доказывается развитием в шовной зоне разновозрастных комплексов базальтоидного и андезитового состава, представляющих реликты древних островных дуг.

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс в тектоническом отношении изучен гораздо хуже. Его заложение связывается с гипотетическим глубинным разломом (Восточно-Сихотэ-Алинским или Прибрежным), протягивающимся вдоль осевой части структуры и почти повсеместно "залеченным" магматическими образованиями [243, 255]. Восточная граница пояса проводится по основанию континентального склона, по данным исследования подводных магнитных аномалий [142]. Характеристика пояса будет приведена ниже в специальной главе, посвященной геохимии орогенных базальтоидов и андезитов.

Одна из основных отличительных особенностей Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов заключается в более раннем заложении и кратковременности формирования Охотско-Чукотского вулканогена. Интенсивное проявление андезитового и кислого вулканизма падает здесь на узкий интервал времени от альба до сеномана, так как излияния больших объемов базальтов, которыми повсеместно заканчивается разрез вулканического комплекса, по последним данным, произошло в сеноманское время [19]. В Сихотэ-Алинском поясе формирование андезитовых толщ, лежащих в основании вулканогенного комплекса, началось в сеномане (больбинская свита), а завершение вулканизма происходило в конце палеоцена

(богопольская свита), причем первые излияния базальтов появились только в позднем эоцене (кузнецовская свита).

Субплатформенный базальтовый вулканизм достаточно широко проявился в притихоокеанских структурах Азии. Однако по объему вулканитов он не только несоизмерим с тралповым вулканизмом Сибирской платформы, но далеко уступает и вулканизму краевых поясов. В Сихотэ-Алинской области излияния базальтов, как указывалось, начались в конце эоцена и продолжались до начала четвертичного периода, достигая наибольшей интенсивности в плиоцене. Более широко кайнозойские базальты распространены в северной части складчатой области, где выделяются три зоны с развитием довольно обширных базальтовых плато: Прибрежная, западающая с северной и средней частью краевого вулканогена, Западно-Сихотэ-Алинская, приуроченная к Уссуро-Охотскому поясу кайнозойских депрессий, и Восточно-Буреинская, тяготеющая к окраине Буреинского массива. В южной части Сихотэ-Алинской области базальтовые плато приурочены к Южному Сихотэ-Алинскому разлому, т.е. эта зона базальтовых проявлений вытянута в широтном направлении.

После формирования толеитовых покровов происходило образование вулканов и трубок взрыва щелочнобазальтовой магмы. Распределение их в общем не совпадает с ареалами толеитов и контролируется системой продольных и поперечных глубинных разломов Сихотэ-Алиния, которые и на неотектоническом этапе, очевидно, продолжали оставаться наиболее подвижными и глубоко проникавшими дислокациями.

Проведенный обзор вулканических зон континентальной части Дальнего Востока позволяет считать, что в процессе геологического развития тихоокеанской окраины Азиатского континента намечаются три эпохи, в течение которых проявление глубинного вулканизма достигало максимальной интенсивности: раннеархейская, палеозойско-раннемезозойская и меловая. Они имели совершенно различную продолжительность, резко сокращавшуюся в ходе эволюции планеты, причем последняя эпоха настолько кратковременна в геологическом смысле, что приобретает характер катастрофического явления. Раннеархейская эпоха, вероятно, связана с первичной дифференциацией вещества Земли и завершает процесс формирования протоконтинентальной коры. Во вторую эпоху происходило образование притихоокеанских эвгеосинклиналей, что, вероятно, знаменует начало океаногенеза.

Меловая эпоха соответствует, очевидно, той зрелой стадии этого процесса, когда на окраинах тихоокеанской впадины возникли очень глубинные дислокации, открывшие пути проникновения летучих соединений, сохранившихся в наиболее глубинных частях планеты. Приведенные данные по размещению блоков нижнеархейских метабазитов и шовных зон краевых вулканических поясов позволяют предполагать, что шовные зоны являлись не только границами между континентальными областями и зонами их перехода к океану, но, скорее всего, возникли на месте первичных границ восточной окраины протоконтинента.

Как указывалось в предшествующей главе, древнейшие вулканические образования Дальнего Востока представлены метабазами нижнеархейских гранулитовых комплексов, обнажающихся на юге Алданского щита, в Становой зоне и срединных массивах складчатого обрамления Сибирской платформы – Омолонском, Тайгоносском, Охотском.

На южной окраине Алданского щита метабазиты наиболее широко распространены в бассейне р. Сутам, где они входят в комплекс метаморфических образований, подстилающий кварцитово-гнейсовый комплекс низов иенгрской серии (верхнеалданская свита). А.А. Маракушев [158], показав более глубокий характер комплекса основных кристаллических сланцев и плагиогнейсов Сутамского района по сравнению с иенгрским и тимптоноджелтулинским комплексами, предложил выделить его под названием сутамского. По мнению А.А. Маракушева, соответствующая названному метаморфическому комплексу сутамская серия является наиболее древней в стратиграфическом разрезе алданского архея и выведена на поверхность благодаря более интенсивному воздыманию и более глубокой эродированности южной окраины щита, прилегающей к Становой зоне.

Сутамская серия сложена преимущественно богатыми кальцием кристаллическими сланцами (до 50–80% общего объема серии), образовавшимися за счет магматических пород основного и частично ультраосновного состава [121]. Основные метаморфиты образуют протяженные пласты и линзы (мощностью от первых метров до десятков и сотен метров), чередующиеся с чарнокитами, эндербитами, высокоглиноземистыми бедными кальцием гнейсами (метапелитами), реже карбонатными породами. К поздним образованиям серии относятся метаморфизованные пироксениты и перидотиты, слагающие малопротяженные субпластовые и секущие тела небольшой мощности. Детальное изучение основных кристаллосланцев, проведенное В.М. Кастрыкиной [121], позволило подразделить их на три петрохимические группы: а) железомagneзиальные, б) высокомагнезиальные и в) высокожелезистые эклотипоподобные породы. Сланцы железомagneзиального состава резко преобладают над сланцами двух других групп. По минеральному составу среди них выделяются двупироксеновые, роговообманково-двупироксеновые, биотит-роговообманково-двупироксеновые разновидности. К группе высокомагнезиальных сланцев относятся двупироксен-роговообманковые, двупироксеновые шпинельсодержащие, двупироксеновые плагиоклазо-содержащие и безплагиоклазовые. Эти породы встречаются в виде малопротяженных прослоев и линз среди железомagneзиальных сланцев и высокоглиноземистых гнейсов, тяготея к их сапфиринсодержащим разновидностям. Высокожелезистые сланцы, имеющие незначительное распространение, отнесены В.М. Кастрыкиной к перапородам.

В восточной части Становой зоны стратиграфическим аналогом сутамского комплекса является чогарский гранулитовый комплекс, слагающий ряд тектонических блоков (Чогарский, Джугджурский, Дамбукинский и др.) среди верхнеархейских метаморфических образований станового комплекса [120]. Стратиграфия нижнеархейских блоков изучена недостаточно. Тем не менее намечается трехчленный разрез гранулитовой серии, который выдерживается на огромной территории. Низы разреза представлены двупироксеновыми, роговообманково-двупироксеновыми и гранат-роговообманково-двупироксеновыми сланцами основного состава, а местами ультраосновными кристаллическими сланцами. Средние части разреза отличаются от нижних отсутствием ультраосновных сланцев, большим распространением гнейсов, особенно глиноземистых, и кварцитов. Верхи сложены гнейсово-сланцевыми толщами, в которых снизу вверх постепенно увеличивается роль гнейсов и кварцитов, появляются мраморы.

Связанные с чогарским комплексом магматические породы представлены интрузивами основных и ультраосновных пород, метаморфизованными и дислоцированными совместно с вмещающими их кристаллическими сланцами, анортозитами, чарнокитами, аляскитовыми гранитами.

Сравнительное изучение сутамского и чогарского комплексов [120, 121] показало, что по многим геологическим, минералогическим, петрографическим и петрохимическим признакам эти комплексы весьма сходны. Однако имеющиеся различия минеральных парагенезисов и химического состава отдельных минералов позволяют связывать метаморфизм чогарского комплекса с несколько более высокими параметрами давления (10–11 кбар) и температуры (1000–1100°C), чем метаморфизм сутамского комплекса ($P \approx 9\text{--}9,5$ кбар, $T \approx 900\text{--}1000^\circ\text{C}$).

Средние химические составы охарактеризованных групп пород приведены в табл. 46. Сравнение этих составов с химическим составом базальтов различных формаций показывает, что как сутамские, так и чогарские кристаллические сланцы железомagneзиального типа наиболее близки к траппам древних платформ, по В.А. Кутолину [144], а сланцы высокомагнезиального типа – к пикритам или оливиновым мелабазальтам типа океанита. Намечается также определенное сходство двух этих типов пород с базальтоидами фанерозойских геосинклинальных комплексов. Так, состав железомagneзиальных metabазитов сходен с составом базальтов инициальных спилито-диабазовых комплексов Урала, а высокомагнезиальные сланцы могут быть сопоставлены с анкармитовыми мелабазальтами, распространенными среди пород эвгеосинклинальной серии Сихотэ-Алиня. По данным Т.А. Фроловой и И.А. Буриковой [256], эвгеосинклинальные базальты Урала в петрохимическом отношении наиболее близки к траппам древних платформ и отличаются от океанических базальтов повышенным содержанием калия. Такое же отличие устанавливается при сравнении сутамских и чогарских metabазитов с базальтами срединных океанических хребтов.

Таблица 46

Химический состав (% массы) докембрийских метабазитов и метауль

Компонент	1(22)	2(6)	3(3)	4(3)	5(5)	6(7)
SiO ₂	48,52	49,14	44,91	45,60	48,00	49,93
TiO ₂	1,42	0,54	0,42	1,69	1,67	0,77
Al ₂ O ₃	15,33	8,39	7,02	15,43	14,40	9,22
Fe ₂ O ₃	2,68	2,65	3,15	9,25	3,90	4,06
FeO	10,17	8,18	9,23	6,81	11,35	7,35
MnO	0,21	0,20	0,33	0,23	0,27	0,18
MgO	6,84	18,40	20,53	6,57	5,96	22,04
CaO	10,17	7,14	10,49	11,73	10,54	4,81
Na ₂ O	2,06	0,90	0,71	1,43	2,10	0,42
K ₂ O	0,76	1,10	0,59	0,22	0,35	0,41
P ₂ O ₅	0,19	0,12	0,09	0,14	0,20	0,08
П.п.п.	1,12	2,62	2,15	0,69	1,17	0,89
Сумма	99,47	99,38	99,62	99,79	99,91	100,16
Na ₂ O/K ₂ O	2,71	0,82	1,20	6,50	6,00	1,02
FeO+Fe ₂ O ₃	0,65	0,37	0,37	0,71	0,72	0,36
FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO						

Примечание. Сутамский комплекс: 1 – железомagneзиальные сланцы, 2 – высокомагнезиальные сланцы, 3 – поздние гипербазиты, по В.М. Кастрыкиной; чогарский комплекс: 4 – двупироксеновые и роговообманково-двупироксеновые сланцы, 5 – гранат-роговообманково-двупироксеновые сланцы, 6 – ультраосновные сланцы, по Л.П. Карсакову; федоровская свита: 7 – гиперстен-диопсид-роговообманковые сланцы, по З.И. Пет-

Особенности состава метабазитов нижнего архея наиболее четко выявляются с помощью геохимических данных. Как видно из табл. 47, железомagneзиальные сланцы сутамского комплекса содержат никель и хром в количествах, близких к кларку основных пород, тогда как содержания кобальта и ванадия в них более, чем в два раза, превышают кларковые. Аналогичная тенденция отмечалась выше и для траппов Сибирской платформы. Сутамские метабазиты и траппы близки также и по уровням концентрации фемафильных микроэлементов, но в целом траппы содержат меньше кобальта, хрома, ванадия и несколько больше никеля. Безгранатовые сланцы чогарского комплекса отличаются от траппов пониженным содержанием никеля и ванадия и несколько повышенным содержанием кобальта.

трабазитов Дальнего Востока

	7(54)	8(16)	9(4)	10(2)	11(2)	12(3)	13(27)
	51,2	48,34	60,82	43,45	43,14	42,56	48,42
	1,09	1,08	0,85	1,00	1,02	1,14	1,87
	17,75	14,77	16,25	15,90	17,87	8,10	15,11
	3,48	4,63	0,88	1,49	2,21	3,46	2,66
	5,73	8,94	5,31	12,38	10,77	10,80	9,49
	-	0,23	0,12	0,24	0,19	0,23	0,26
	4,99	6,98	3,48	9,50	7,88	15,73	6,56
	8,21	9,54	4,87	11,48	11,44	12,55	10,28
	4,46	2,51	4,36	1,72	1,75	0,78	2,29
	1,72	0,88	1,52	0,53	1,09	0,49	0,99
	-	0,71	0,19	0,24	0,18	0,33	-
	-	1,18	1,44	1,84	2,28	3,42	1,39
	-	99,79	100,09	99,77	99,82	99,59	99,32
	2,60	2,85	2,87	3,25	1,61	1,59	2,32
	0,65	0,66	0,64	0,59	0,62	0,48	0,65

ровой; охотский комплекс: 8 – гранатовые и безгранатовые двупироксен-роговообманковые сланцы, диопсид-роговообманковые гнейсы и амфиболиты, по С.В. Адченко; авековский комплекс: 9 – двупироксеновые и пироксен-роговообманковые гнейсы, 10 – эклотипоподобные сланцы, 11, 12 – амфиболиты, по М.А. Мишкину; Хингано-Бурейнский массив: 13 – амфиболиты дичунской свиты, по А.И. Ромашкину (в скобках количество анализов).

Высокомагнезиальные сланцы сутамского комплекса по содержанию фемафильных микроэлементов более близки к ультраосновным породам, а ультраосновные сланцы чогарского комплекса – к базальтоидам. Основное отличие сутамских сланцев от ультрабазитов состоит в повышенном содержании ванадия. Интересно, что поздние перидотиты и пироксениты сутамского комплекса, несмотря на их более основной состав по сравнению с высокомагнезиальными гранулитам, имеют гораздо более низкое, чем последние, содержание никеля и более высокое содержание ванадия.

Главной геохимической особенностью основных и ультраосновных гранулитов сутамского и чогарского комплексов, резко отличающей их от траппов, а также от эвгеосинклинальных и океанических ба-

Таблица 47

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в докембрийских метабази

Элемент	1(40)	2(6)	3(3)	4(10)	5(10)	6(8)	7(45)
Ni	168	1362	530	118	96	554	20
Co	94	172	180	88	92	163	20
Cr	222	2550	2033	162	99	726	37
V	485	185	267	153	171	164	214
Cu	167	48	40	98	110	37	66
Zn	154	83	70	133	109	105	71
Pb	11	17	3,0	5,3	3,1	3,3	12
Ag	-	-	-	0,034	0,023	0,035	-
Mo	2,3	1,8	2,0	-	-	-	-
Sn	9,0	7,4	7,0	3,5	4,0	5,1	7,2
W	-	-	-	-	-	-	-
Ca	15	11	5,7	27	22	39	-
Zr	126	75	53	133	96	131	130
Ta	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-
B	10	11	6,3	0,7	1,1	1,1	-
F	1733	2832	2200	1000	800	600	-
Ni/Co	1,79	7,92	2,94	1,34	1,04	3,40	1,00
Cr/V	0,46	13,78	7,61	1,06	0,58	4,43	0,17

Примечание. Сутамский комплекс: 1-3 - аналогично табл. 46; чо-гарский комплекс: 4-6 - аналогично табл. 46; федоровская свита: 7 - аналогично табл. 46; охотский комплекс: 8 - аналогично табл. 46; ае-ковский комплекс: 9 - гранат-двупироксеновые, двупироксен-роговообман-

зальтов и гипербазитов, является высокое содержание фтора и ряда фторофильных микроэлементов. Содержание фтора в железомagneзи-альных гранулитах в 3-5 раз больше кларка основных пород, в высокомагнезиальных гранулитах - в 6-28 раз превышает кларк ультраосновных пород. Концентраторами фтора являются роговая обманка (до 6% F) и биотит (до 3,5% F). Из микроэлементов фто-рофильной группы наиболее характерно олово. Его содержание в железомagneзиальных гранулитах в 3-6 раз больше кларка основ-ных пород, в метаультрабазилах - в 10-15 раз превышает кларк ультраосновных пород. Кроме того, повышенные содержания отме-чаются для бора, циркония, молибдена, свинца, цинка, меди.

Примечательно, что поздние ультрабазиты сутамского комплек-са, внедрившиеся, по данным В.А. Кастрькиной, после главной ста-дии метаморфизма в период, предшествовавший ранней гранитизации, в такой же степени обогащены фтором и фторофильными микроэле-ментами, как и гранулиты (табл. 47). По нашему мнению, этот факт указывает на то, что обогащение фтором основных и ультра-основных гранулитов не являлось следствием условий метаморфизма, т.е. низкого парциального давления воды во флюиде и соответ-

тах и метаультрабазилах Дальнего Востока

	8(42)	9(24)	10(3)	11(4)	12(2)	13(3)	14(31)
	150	93	323	90	835	332	67
	68	70	160	139	215	95	43
	179	186	243	51	1150	516	87
	179	152	230	233	195	179	525
	56	63	65	148	58	14	47
	76	160	165	226	210	227	170
	9,5	8,4	4,5	9,6	6,2	8,1	1,7
	0,058	0,066	0,113	0,178	0,150	-	-
	-	2,7	3,5	2,5	1,9	0,7	0,9
	8,0	4,4	5,3	5,6	4,8	9,8	2,6
	-	1,6	2,1	1,7	1,2	1,6	1,0
	31	48	44	50	32	-	-
	136	136	249	200	130	-	-
	-	1,8	1,5	3,0	2,1	-	-
	-	14	13	9,1	25	-	-
	10	4,6	15	6,1	12	16	3,7
	-	568	5693	1005	1830	527	540
	2,21	1,33	2,02	0,65	3,88	3,49	1,56
	1,00	1,22	1,00	0,21	5,90	2,88	0,17

ковые и роговообманковые сланцы и гнейсы; 10-12 - аналогично табл. 46; Хинган-Буреинский массив: 13 - аналогично табл. 46; Ханкайский мас-сив: 14 - амфиболиты матвеевской свиты.

ственно замещения фтором гидроксильных групп в структурах слюд и амфиболов, но было изначально свойственно глубинным магмам раннего архея, за счет которых образовались гранулиты.

Большой интерес представляет сравнение петрогеохимических черт метабазитов сутамского комплекса и федоровской свиты, слагаю-щей верхнюю часть иенгрской серии. По данным З.И. Петровой, кристаллические сланцы федоровской свиты относятся к двум пет-рогенетическим группам: а) амфиболсодержащим плагиосланцам, об-разовавшимся за счет базальтов, и б) безамфиболовым основным сланцам и плагиогнейсам, возникшим за счет метаморфизма осадоч-ных пород [184]. Гранулиты первой группы, слагающие до 80% объема федоровской свиты, представлены биотит-гиперстен-рогово-обманковыми и биотит-диопсид-роговообманковыми плагиосланцами, имеющими в целом более лейкократовый состав, чем метабазиты сутамского и чогарского комплексов. Соответственно этому разли-чаются и химические составы указанных пород. Как видно из табл. 46, 47, федоровские метабазиты близки к составу базальта андезитовой формации и характеризуются сравнительно низким со-держанием микроэлементов фемафильной группы. Следовательно,

если сопоставлять магматизм раннего архея Алданского щита с магматизмом фанерозойских геосинклиналей, то можно было бы параллелизовать породы сутамского и чогарского комплексов с офиолитовой ассоциацией начальной стадии развития эвгеосинклинали, а метабазиты федоровской свиты – с андезито-базальтовой серией позднегеосинклинальной стадии. Обращает внимание повышенное содержание в федоровских метабазитах олова (почти в 5 раз больше кларка основных пород) и свинца [185]. Данные по распределению фтора в породах указанными авторами не приводятся. Однако, судя по содержанию фтора в роговой обманке (от следов до 0,97%) и биотите (0,06–2,64%), метабазиты федоровской свиты имеют повышенное содержание этого элемента, но в целом менее богаты им, чем метабазиты сутамской серии.

Древние образования Охотского массива, выделенные Г.А. Гринбергом [81] под названием охотского метаморфического комплекса, имеют трехчленное деление: нижняя [3] свита (нядбакинская) сложена преимущественно сланцами и гнейсами основного состава (двупироксен-роговообманковыми, гранат-пироксен-роговообманковыми, биотит-роговообманковыми), для средней свиты (дальсичанская) характерна перемежаемость гранат-биотитовых и гранат-биотит-гиперстеновых гнейсов, верхняя свита (нянначинская) сложена породами основного состава (амфиболиты двупироксен-роговообманковые сланцы, биотит-роговообманковые гнейсы). Мощность свит: нижней – более 2000 м, средней – около 2500 м, верхней – свыше 3000 м.

По данным О.В.Авченко [3], гранат-биотитовые, гранат-биотит-гиперстеновые и другие бедные кальцием высокоглиноземистые гнейсы образовались за счет метаморфизма осадочных пород пелитовой группы; из основных метаморфитов осадочное происхождение имеют только биотит-роговообманковые гнейсы, а все другие первоначально представляли магматические породы основного состава. По своему химизму все метабазиты близки друг к другу. Их средний состав (табл. 46) очень близок к составу железомagneзиальных метабазитов сутамского комплекса, отличаясь от него несколько повышенным содержанием щелочей. Более существенно отличие пород этих районов по содержанию фемафильных микроэлементов (табл. 47). В охотских метабазитах концентрации всех четырех элементов ниже, чем в сутамских, причем особенно понижены содержания кобальта и ванадия. Ниже мы увидим, что аналогичные уровни содержаний и величины индикаторных отношений фемафильных микроэлементов характерны для диабазов эвгеосинклинальных серий. Специфичной чертой охотских метабазитов, как сутамских, чогарских и федоровских, является высокое содержание рудогенных микроэлементов – олова, золота, свинца, бора.

Авековский гранулитовый комплекс полуострова Тайгонос, по данным М.А.Мишкина [171, 172], также как и охотский комплекс, расчленяется на три толщи (снизу вверх): а) двупироксеновых плагиогнейсов, б) гранатовых плагиогнейсов и в) амфиболовых плагиогнейсов. Они залегают согласно, с постепенными переходами, обра-

зую антиклинальную и сопряженную с ней синклиналиную структуры северо-западного простирания. Характерной особенностью нижней толщи (видимая мощность около 2000 м) является широкое распространение диопсид-гиперстеновых и диопсид-гиперстен-роговообманковых плагиогнейсов, содержащих отдельные прослои пироксеновых и эклогитовых кристаллических сланцев и мощные прослои гранатовых, гранат-гиперстен-биотитовых и биотит-гранат-силлиманитовых гнейсов. Средняя толща (мощность около 1500 м) представлена гранатовыми, биотит-гранатовыми, реже силлиманит-биотит-гранатовыми гнейсами, среди которых отмечаются прослои гранат-гиперстен-биотитовых плагиогнейсов, а также гранатовых и пироксеновых амфиболитов и гранат-пироксен-амфиболовых сланцев. Верхняя толща (мощность около 4000 м) сложена роговообманковыми и диопсид-роговообманковыми плагиогнейсами и амфиболитами. В нижней части этой толщи присутствуют отдельные прослои биотит-гранатовых и гранатовых гнейсов, в верхней – маломощные прослои кальцит-доломитовых мраморов с фостеритом, диопсидом, флогопитом.

Судя по составу пород, метаморфический комплекс Тайгоноса образовался за счет перемешающихся толщ основных эффузивов, кремнистых, пелитовых, обломочных и карбонатных осадков, причем вулканиты преобладали в нижней толще, средняя толща имела преимущественно кремнисто-глинисто-песчаный состав, а в верхней толще наряду с эффузивами широкое распространение имели различные карбонатные породы. Проведенное изучение распределения редких элементов позволило выделить породы магматического происхождения и установить их геохимические особенности [67, 62].

Как видно из табл. 46, 47, двупироксеновые и пироксен-роговообманковые гнейсы авековского комплекса в целом имеют состав кислого андезита с повышенным содержанием глинозема, что сближает их с метабазами федоровской свиты. Однако от этих пород они отличаются, несмотря на свой более кислый состав, повышенным содержанием никеля, кобальта и хрома. По сравнению с гранулитами охотского комплекса плагиогнейсы Тайгоноса имеют более низкое содержание никеля. Но концентрации его, как и хрома, достаточно высоки и соответствуют андезитам мантийного происхождения. Среди эклогитоподобных сланцев, характеризующихся ассоциацией граната, клино- и ортопироксенов, роговой обманки и плагиоклаза, выделяются высокожелезистые разности, имеющие первично-осадочное происхождение, и разности с нормальным содержанием железа, относительно богатые кальцием и магнием. Последние встречаются преимущественно в толще двупироксеновых гнейсов, образуя линзы мощностью до 50 м. Эти разности, как по химическому составу, так и по содержанию фемафильных микроэлементов, соответствуют мелабазальтам анкарамитового типа. Две петрогеохимические разности выделяются и среди амфиболитов. Одна из них по химическому составу аналогична высокоглиноземистому базальту, вторая – анкарамитовому мелабазальту или пироксениту. По содержанию фемафильных микроэлементов первая разность близка к железо-

магнезиальным сланцам сутамского комплекса, отличаясь от них главным образом сильно пониженным содержанием хрома, вторая разность имеет очень высокое содержание никеля и хрома, свойственное метаультрабазитам. Таким образом, магматическая серия авековского комплекса имела очень сложный состав, включавший базальты различного типа, андезиты и ультраосновные породы.

Общей чертой ортометаморфитов авековского комплекса является относительно повышенное содержание калия и высокое содержание фтора, а также ряда рудогенных элементов. В первую очередь это касается элементов, обладающих сильным сродством к фтору, — олова, тантала, вольфрама, молибдена. Примечательно, что наиболее высокие содержания олова и молибдена связаны с породами высокой основности — эклогитоподобными сланцами и амфиболитами ультраосновного состава. В этих же породах отмечаются самые высокие концентрации ниобия и бора. Следовательно, обогащенность фтором и фторофильными микроэлементами в данном случае является не следствием процесса дифференциации магматического расплава, а свойством наиболее глубоких магм.

В срединных массивах южной части Дальнего Востока, где вскрываются в основном протерозойские метаморфические толщи, metabазиты имеют незначительное распространение. В Ханкайском массиве к ортопородам, по М.А.Мишкину [170], относятся мало-мощные (до 100–200 м) пачки гиперстеновых плагиогнейсов (матвеевская свита нижнего протерозоя), основных кристаллических сланцев и амфиболитов (матвеевская и нахимовская свиты среднего протерозоя). В Хингано–Буреинском массиве амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы имеют более широкое распространение в составе амурского комплекса, возраст которого в последнее время принимается раннепротерозойским [53], но многими исследователями определялся как позднеархейский. Амфиболовые породы преимущественно распространены в средней части амурского комплекса и выделяются в качестве дичунской свиты, которая при сравнительно небольшой мощности (около 400 м) удивительно выдержана по простиранию и хорошо подчеркивает сложную структуру всего амурского комплекса. Амфиболиты дичунской свиты прослежены в различных районах, отстоящих друг от друга на сотни километров, — в хребте Малый Хинган по р. Дичун, в бассейнах р. Гуджал и р. Нинан (буреинская часть кристаллического массива).

По петрографическому составу амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы Ханкайского и Хингано–Буреинского массивов очень однообразны. Это мелко- и среднекристаллические породы нематогранобластовой структуры с более или менее выраженной полосчатой сланцеватой текстурой. Минеральный состав: роговая обманка (50–80%), кислый, средний и реже основной плагиоклаз (10–45%), иногда гранат и клинопироксен. Как видно из табл. 47, амфиболиты матвеевской свиты отличаются высоким содержанием никеля и хрома и первоначально представляли собой, вероятно, базальты толеитового типа. К этому же типу, судя по химическим анализам, при-

надлежат и амфиболиты дичунской свиты, хотя по содержанию микроэлементов фемафильной группы они стоят ближе к базальту андезитовой формации. В тех и других породах содержание фтора близко к кларку. Для матвеевских амфиболитов характерно повышенное содержание цинка, свинца, олова, вольфрама. В дичунских амфиболитах все микроэлементы, кроме ванадия и цинка, содержатся в пониженных количествах.

Таким образом, приведенные материалы с достаточной определенностью показывают, что метабазиты, распространенные в самых древних из известных в настоящее время метаморфических комплексах раннеархейского, возможно, катархейского возраста, обладают рядом петрогеохимических особенностей. Они более богаты железом и калием по сравнению с толеитами срединных океанических хребтов и островов океана и очень близки в петрохимическом отношении к толеитам древних платформ. Однако от траппов и большинства других типов базальтов метабазиты раннего архея отличаются высоким содержанием фтора и фторофильных микроэлементов (олово, тантал, вольфрам, молибден), а иногда также таких халькофилов, как медь, цинк, свинец, золото.

Таковыми же петрохимическими чертами характеризуются и метаультрабазальты нижеархейских комплексов. По уровню содержания рудогенных элементов метабазиты и метаультрабазиты раннего архея могут быть сопоставлены только с наиболее глубинными типами щелочных базальтов кайнозоя. Но эти базальты, как и более древние, не несут повышенных концентраций фтора. Мы полагаем, что необычные геохимические черты метабазитов и метаультрабазитов раннего архея обусловлены тем, что они представляют образования протоконтинентальной коры, формировавшейся в условиях наиболее интенсивной дегазации вещества глубинных частей планеты.

Глава 8

ГЕОХИМИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ ПАЛЕОЗОЯ И МЕЗОЗОЯ

Проявления геосинклинального вулканизма широко распространены в пределах фанерозойских складчатых областей Дальнего Востока. Эти проявления представлены образованиями спилит-диабазовой (однородной) формации, которые во многих эвгеосинклинальных зонах ассоциируются с интрузивами ультраосновного и основного состава, образуя типичные офиолитовые комплексы [98]. Для всех эвгеосинклинальных зон континентальной части Дальнего Востока, исключая слабо изученную Алазейско-Олойскую зону Яно-Колымо-Чукотской складчатой области, достаточно определенно установлено

отсутствие комплексов спилит-диабаз-кератофировой (контрастной) и спилит-диабаз-андезит-кератофировой (непрерывной) формаций, а также колчеданного оруденения, которое обычно связано с этими формациями [216, 257].

Рассматривая условия формирования вулканических комплексов Уральской геосинклинали, Т.И.Фролова и И.А.Бурикова [257] выделяют ряд факторов, определявших различный характер эвгеосинклинального вулканизма. По данным указанных авторов, возникновение однородных спилит-диабазовых ассоциаций прямым образом не связано с мощностью коры зон заложения эвгеосинклинальных прогибов, но определялось строением коры и характером тектонических движений. Излияния недифференцированных базальтовых магм приурочены к начальной стадии развития прогибов с резко выраженным (рифтообразным) растяжением земной коры, причем интенсивное проявление вулканизма обеспечивалось в том случае, когда прогибы закладывались на относительно приподнятых блоках жесткого неспособного к пластическим деформациям кристаллического фундамента, что приводило к возникновению глубоких сквозных разломов, а местами — к зияющему раздвижению сиалических блоков и обнажению поверхности "базальтового" слоя. В зонах с опущенным кристаллическим фундаментом и мощным слоем геосинклинальных осадков, не успевших в достаточной степени консолидироваться и обладающих слабой проницаемостью, происходило образование промежуточных очагов глубинной базальтовой магмы, взаимодействие которых с субстратом сиалической коры тем или иным путем приводило к образованию кислых пород контрастных и непрерывных вулканических серий с их колчеданным оруденением.

Используя выводы, полученные Т.И.Фроловой и И.А.Буриковой на материалах такой типичной эвгеосинклинальной области, как Уральская, можно подойти к объяснению специфики эвгеосинклинального вулканизма Дальнего Востока. Широкое развитие здесь однородных спилитдиабазовых серий определенно указывает на рифтогенную природу геосинклинальных прогибов, заложенных в раннем и среднем палеозое, в первую очередь таких крупных прогибов, на месте которых впоследствии возникли Джагдинское поднятие (восточная часть Монголо-Охотского пояса), Баджалский, Главный и Прибрежный антиклинории Сихотэ-Алинской области. Представляется также, что повсеместное отсутствие кислых вулканитов в ассоциации с диабазами и спилитами указывает как на глубинный и открытый характер разломов, контролировавших заложение и развитие эвгеосинклинальных зон, так и на жесткость их фундамента, т.е. отсутствие в нем мощных осадочных толщ рифейского (Джагдинская зона) и рифейско-нижнепалеозойского (Сихотэ-Алинская область) возраста.

Геологические материалы, приведенные в главе 6, дают основание считать, что в фундаменте Джагдинской зоны местами мог сохраниться комплекс метаморфических толщ протерозойского и архейского возраста. Что же касается эвгеосинклинальных зон Сихотэ-

Алиня, то в их фундаменте, судя по геофизическим данным, не прослеживается распространение протерозойских метаморфитов Ханкайского массива. Мы предполагаем, что отложения среднего (вангоуская и тудовакская толщи), а местами и верхнего (улахинская серия) палеозоя могут залегать здесь непосредственно на протоконтинентальной существенно базитовой коре раннеархейского возраста [67, 62].

В юрском периоде базальтовый вулканизм проявлялся при наличии сформировавшейся в палеозое мощной осадочной коры, т.е. в условиях, благоприятных для развития кислых эффузивов и сопутствующего им колчеданного оруденения. Однако общее резкое сокращение масштабов вулканизма в этот этап развития Сихотэ-Алинской геосинклинали не способствовало, очевидно, образованию более или менее крупных промежуточных очагов базальтовой магмы, с деятельностью которых могло бы быть связано появление кислых расплавов.

Наиболее полные разрезы спилито-диабазовых комплексов изучены в Джагдинской зоне и в южной части Сихотэ-Алиня, поэтому ниже мы остановимся в основном на их характеристике.

В Джагдинской зоне вулканические породы входят в состав улигданской свиты венда-нижнего кембрия с общей мощностью до 4000 м [267]. В формационном отношении свита подразделяется на две части: нижнюю, представленную вулканогенной и вулканогенно-известняковой формациями, и верхнюю, сложенную в основном породами вулканогенно-терригенно-яшмовой группы формаций [6, 267]. В наиболее полных разрезах вулканогенной формации (до 1400 м) вулканические породы (диабазы, спилиты, вариолиты, туфы) составляют около 80% толщи, образуя покровы мощностью от 10 до 300 м, перемежающиеся с пачками яшм, известняков, песчаников. В толщах вулканогенно-известняковой формации количество эффузивов и мощность их потоков существенно сокращаются, но набор пород остается таким же. Для толщ вулканогенно-терригенно-яшмовой формации, относящихся к ленскому ярусу нижнего кембрия, характерна примерно равная степень распространенности яшм, терригенных пород и эффузивов при резко подчиненном количестве известняков. Вулканические породы, как и в нижней части свиты, представлены диабазами, спилитами, вериолитами, туфами, туфобрекчиями. Общая мощность разреза этой формации, а также яшмовой формации, замещающей ее по простиранию, достигает 2000 м.

С лавовыми покровами как нижней, так и верхней части улигданской свиты ассоциируются субвулканические (иногда дайкообразные) тела диабазовых порфиритов. Иногда в них наблюдается рассеянная вкрапленность мелких зерен сульфидов железа (пирит, пирротин), а спектральные анализы пород часто показывают повышенное содержание в пробах меди и кобальта. Не имея возможности разделить субвулканические тела, принадлежащие первой (нижняя часть улигданской свиты) и второй (верхняя часть свиты) фазам вулканического цикла, при составлении геохимических характеристик типов пород мы объединили анализы субвулканических диабазов в одну группу (табл. 48).

Таблица 48

Химический состав (% массы) основных эффузивов эвгеосинклинальных зон Дальнего Востока

Компонент	1 (11)	2 (17)	3 (5)	4 (13)	5 (9)	6 (9)	7 (17)	8 (4)
SiO ₂	46,82	50,60	46,88	46,27	46,27	48,26	48,30	42,75
TiO ₂	2,26	1,40	3,34	3,70	3,06	2,38	2,18	2,23
Al ₂ O ₃	15,36	14,78	14,54	13,62	10,98	14,90	16,30	16,77
Fe ₂ O ₃	4,99	3,57	6,07	3,84	2,44	3,36	3,50	2,50
FeO	7,87	6,83	8,42	6,75	8,74	6,92	6,32	8,75
MnO	0,19	0,19	0,18	0,19	0,46	0,21	0,22	0,18
MgO	6,70	7,06	5,63	5,46	12,26	6,19	4,15	9,82
CaO	6,04	6,16	5,21	6,02	8,15	7,42	6,90	4,38
Na ₂ O	3,56	3,81	4,14	1,94	1,46	3,51	3,92	3,67
K ₂ O	0,90	0,88	1,03	4,15	1,07	1,28	1,07	0,52
P ₂ O ₅	0,21	0,14	0,09	1,11	0,60	0,62	0,82	0,47
CO ₂	1,23	1,29	0,96	2,58				2,15
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	4,57	4,73	6,11	5,47
H ₂ O ⁻	-	-	-	-				0,31
Сумма	-	-	-	-	100,24	99,78	99,79	99,97

Примечание. Джагдинское поднятие: 1 - эффузивы нижней части улигданской свиты, 2 - эффузивы верхней части улигданской свиты, 3 - субвулканические диабазы, 4 - трахибазальты; Сихотэ-Алиинская область: 5 - базальтовые порфириты и туфы маляновской свиты, 6 - диабазы улахинской серии, 7 - спилиты улахинской серии, 8 - спилиты горбушинской свиты (в скобках количество анализов). 1-4 - по Г.И.Архипову, 5-7 - по В.М.Афанасьевой, 8 - по И.Н.Говорову.

К третьей заключительной фазе эвгеосинклинального вулканизма Джагдинской зоны, по Г.И.Архипову [6], относится образование пеплово-туфовых отложений и маломощных лавовых потоков шлаково-стекловатых основных пород, связанных с деятельностью подводных вулканов центрального типа. Примечательно присутствие среди шлаков и лав разностей трахибазальтового состава с высоким содержанием титана и фосфора (табл. 48).

В Главном антиклинории Сихотэ-Алиня геосинклинальные базальтоиды входят в состав улахинской серии, которая расчленяется на четыре свиты (снизу вверх): маляновскую, самаркинскую, удековскую и себучарскую с общей мощностью до 7500 м. Комплекс пород улахинской серии смят в крутые линейные складки северо-северо-восточного простирания, разбит разломами северо-восточного и северо-западного направлений и прорван интрузивами пермских габброидов и гипербазитов. Маляновская свита сложена переслаивающимися пачками эффузивов, кремнистых пород, алевролитов и песчаников общей мощностью 900-950 м. Эффузивы, составляющие более половины разреза, по В.М.Афанасьевой [7], представлены преимущественно базальтовыми порфиритами и их туфами, менее распространены диабазы и еще меньше спилиты. Базальтовые порфириты образуют покровы мощностью от 3 до 200 м, чаще 15-30 м. Диабазы (мощность покровов до 25-30 м) и спилиты встречаются как внутри базальтовых пачек, так и обособленно от них среди алевролитов и кремнистых пород. Для алевролитов и песчаников характерна примесь туфогенного материала.

Самаркинская свита сложена преимущественно алевролитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами с подчиненными песчаниками, аргиллитами и известняками. Эффузивы, представленные спилитами, диабазами и базальтовыми порфиритами, составляют менее одной трети разреза, залегая в его нижней и средней частях. В средней части толши встречаются также прослои туфов среднего и основного состава. Общая мощность свиты, по данным Е.А.Киреевой, передавшей авторам образцы вулканических пород для исследований, достигает 4200 м. В своей верхней части самаркинская свита постепенно переходит в удековскую, сложенную зеленовато-серыми туфогенными песчаниками. Себучарская свита изучалась В.М.Афанасьевой в обнажениях правого берега р. Уссури, где в основании свиты, вдоль контакта ее с удековскими песчаниками, залегают мощное (до 1000 м) межпластовое тело габбро. Мощность разреза свиты в данном участке около 1000 м, в других районах - до 3000 м. В изученном разрезе свита представлена спилитами, диабазами и резко подчиненными андезитовыми порфиритами (около половины общей мощности), переслаивающимися с кремнистыми породами и различными сланцами, которые постепенно сменяются терригенными осадками вышележащей ариадненской свиты, венчающей разрез нижней перми.

Главные типы вулканических пород описанных районов - диабазы и спилиты - близки по своему облику, минеральному составу и

структурным особенностям. Диабазы обычно темные породы с зеленоватым оттенком, массивной или миндалекаменной текстуры, афирового или порфирированного сложения, с офитовой резе интерсертальной структурой. Плаггиоклаз основной массы чаще андезин, резе основной лабрадор (самаркинская свита) и кислый андезин-олигоклаз (себучарская свита). Минерал в значительной степени изменен (карбонатизирован, серицитизирован), часто замещен альбитом и иногда минералами группы эпидота-цоизита. Промежутки между лейстами плаггиоклаза заполнены мелкозернистыми агрегатами хлорита, актинолита, биотита, магнетита, ильменита, которые большей частью развиваются за счет пироксена. Последний лучше всего сохраняется в себучарских диабазах, где представлен титан-авгитом. В диабазовых порфиритах вкрапленники образованы плаггиоклазом (андезин), резе пироксеном. В ранних диабазовых порфиритах улигданской свиты среди вкрапленников наблюдались авгит, энстатит, изредка клиноэнстатит [267].

Спилиты и спилитовые порфириты представляют собой мелкозернистую породу серого цвета с зеленым или вишневым оттенком, часто с шаровой отдельностью в обнажениях. Породы имеют типичную спилитовую структуру и состоят из беспорядочно расположенных длиннопризматических лейст плаггиоклаза (альбит-олигоклаз или кислый андезин), промежутки между которыми заполнены мелкозернистыми агрегатами хлорита, магнетита, кальцита, а также остатками вулканического стекла основного состава. Нередко наблюдается миндалекаменная текстура породы, обусловленная присутствием различной формы миндалин хлорита и кальцита. Спилитовые порфириты характеризуются развитием в той или иной степени измененных фенокристаллов плаггиоклаза и полностью хлоритизированных вкрапленников темноцветных минералов. Судя по формам псевдоморфоз, последние могли быть представлены роговой обманкой и пироксеном.

Базальтовые порфириты маляновской и самаркинской свит состоят из титан-авгита и небольшого количества основного плаггиоклаза, т.е. относятся к мелабазальтам анкарамитового типа. Оба минерала встречаются во вкрапленниках и в основной массе гиалопилитовой, резе интерсертальной структуры. Плаггиоклаз частично изменен (альбитизирован, серицитизирован, карбонатизирован), пироксен довольно свежий. В породе наблюдаются пустоты неправильной формы, заполненные кальцитом и хлоритом. В туфах базальтовых порфиритов кластический материал представлен обломками кристаллов пироксена, самого порфирита и стекла, а связующая масса — слабо раскристаллизованным стеклом.

Вариолиты, характерные для спилито-диабазовых комплексов Джагдинской зоны, отличаются от диабазов и спилитов более плотной текстурой. Они характеризуются сноповидным, радиально-лучистым, редко сферолитовым расположением тончайших лейст плаггиоклаза, между которыми распределены такие же слабо индивидуализированные лейсты и зерна пироксена. Вариолиты, имеющие законченную форму, почти не встречаются, поэтому выделить в породе сфе-

ролиты и основную массу не представляется возможным. По микроструктурным особенностям различается несколько разновидностей вариолитов: стекловато-сферолитовая, радиально-лучистая, микролито-сферолитовая или вариолито-спилитовая. Изменение породы выражается в замещении плагиоклаза и темноцветного минерала скрытокристаллическими сростками хлорита и кальцита, основной массы — эпидот-лейкоксеновым агрегатом.

Калиевые эффузивы основного состава внешне не отличаются от других вулканических пород Джагдинской зоны. Среди них встречаются разности шлако-стекловатого, вариолитового, микролитового (спилитового) и изредка диабазового (полнокристаллического) облика. В последних лейкократовая часть зачастую занимает больший объем по сравнению с темноцветной. Представлена она неправильными слабо индивидуализированными выделениями нерешетчатого калиевого полевого шпата, находящегося в смеси с плагиоклазом, или сноповидными сферолитовыми агрегатами калишпата и плагиоклаза. Полевые шпаты в большинстве случаев сильно пелитизированы и серицитизированы. Темноцветные минералы отсутствуют, т.е. роль темноцветной составляющей породы выполняет ее стекловатый базис, большей частью хлоритизированный. В нем присутствует большое количество пластинчатых выделений рудного минерала (ильменит, магнетит).

Переходя к петрохимической характеристике геосинклинальных базальтоидов Дальнего Востока, следует прежде всего отметить, что в последнее время некоторые исследователи [183, 99 и др.] рассматривают офиолитовые комплексы эвгеосинклиналей как образования палеоокеанической коры, сопоставляя их с офиолитами срединных хребтов современных океанов. Сравнение средних составов геосинклинальных базальтоидов Дальнего Востока (табл. 48) и среднего состава базальта срединных океанических хребтов [90] показывает, что общей петрохимической чертой базальтоидов Джагдинской зоны и Сихотэ-Алиня, резко отличающей их от океанических базальтов, является повышенное содержание калия и титана. Аналогичная особенность отмечена Т.И.Фроловой и И.А.Буриковой [257] и для геосинклинальных базальтоидов Урала, которые по Т.И.Фроловой и И.А.Буриковой, в петрохимическом отношении наиболее близки к траппам древних платформ. Повышенные содержания окиси натрия и пониженные содержания окиси кальция в геосинклинальных базальтах как по сравнению с траппами, так и по сравнению с океаническими толеитами, по Т.И.Фроловой и И.А.Буриковой, связаны с процессами натриевого метасоматоза и зеленокаменного изменения геосинклинальных образований, т.е. не являются показателем различия первичного состава пород. Сравнивая составы дальневосточных и уральских базальтоидов, можно заметить, что диабазы и спилиты Дальнего Востока содержат больше калия и титана, чем аналогичные породы ранних однородных формаций Урала (поляковская и др.), и ближе всего в этом отношении к породам березовской контрастной формации раннекарбонного возраста. В целом состав геосинклинальных базальтоидов Дальнего Востока (если не принимать во внима-

ние содержание окислов кальция и натрия) более близок к среднему составу базальтов континентальной оливин-базальтовой формации, по В.А.Кутолину [144], чем к составу траппов древних платформ, более бедному калием, титаном и магнием.

Черты различия и сходства химизма пород, относящихся к различным фазам вулканических циклов и отдельным районам Дальнего Востока, более контрастно выступают при сравнении особенностей распределения в породах главных и аксессуарных элементов. Сравнение данных табл. 49, прежде всего позволяет разделить всю совокупность вулканитов безотносительно к районам их распространения на две петрогеохимические группы: а) базальтоиды с высоким (больше 1) отношением Ni/Co и Cr/V , имеющие как высокое (близкое к кларкам основных пород), так и пониженное содержание никеля и хрома; б) базальтоиды с низким (меньше 1) отношением Cr/V , пониженной величиной Ni/Co и относительно невысоким (ниже кларков основных пород) содержанием никеля и хрома. К первой группе относятся все эффузивы Джагдинской зоны (за исключением субвулканических диабазов), порфириды вангоуской серии, меланократовые базальты маляновской и диабазы самаркинской свит. К второй группе принадлежат субвулканические диабазы Джагдинской зоны, а также диабазы (за исключением самаркинских), габбро и спилиты всех эвгеосинклинальных комплексов Сихотэ-Алиня.

Наиболее высокими содержаниями никеля и хрома, превосходящими кларки основных пород, и соответственно высокими отношениями Ni/Co , Cr/V характеризуются мелабазальты маляновской свиты, которые не только по минеральному, но и по химическому составу очень близки к анкарамиту. В выборке анализов, взятых для расчета среднего состава мелабазальтов маляновской свиты, находятся как очень основные составы, идентичные среднему составу анкарамита, по Дели, так и более лейкократовые разности базальтов с относительно повышенным содержанием кремнекислоты и глинозема и пониженным содержанием окислов магния и кальция. В связи с этим средний состав маляновских базальтов отличается от среднего анкарамита несколько повышенной кислотностью. Примечательно, что мелабазальты маляновской свиты наряду с высоким содержанием фемафилов имеют также повышенное содержание калия и ряда халькофильных и литофильных микроэлементов — меди, цинка, молибдена, олова, вольфрама. Близкие геохимические черты свойственны и самаркинским диабазам, тогда как диабазы и спилиты маляновской, спилиты самаркинской, диабазы и спилиты себучарской и горбушинской свит отличаются не только пониженным отношением Ni/Co и Cr/V , но и вообще низким содержанием фемафилов, а также меди, цинка и олова. Петрохимические особенности пород заключаются в том, что все спилиты более глиноземисты, чем диабазы; кроме того, улахинские спилиты по сравнению с диабазами этой серии содержат меньше магния, кальция и калия; однако спилиты горбушинской свиты наряду с низким содержанием кальция и калия отличаются очень высоким содержанием магния.

Вулканиды ранних фаз Джагдинской зоны в петрохимическом отношении очень близки к улахинским диабазам, отличаясь от них в основном несколько повышенным содержанием магния и пониженным содержанием калия. Породы первой фазы имеют более высокую железистость и титанистость по сравнению с более богатыми кремнекислотой породами второй фазы. Калиевые вулканиды третьей фазы, характеризующиеся широкой вариацией содержания кремнекислоты (37,5–51,5%), окиси титана (1,5–7,5%), глинозема (10,5–16,5%), окислов магния (1,5–11,5%), кальция (1,0–13,5%), натрия (0,1–4,7%), калия (1,4–8,8%), в целом имеют состав трахибазальта с повышенным содержанием калия, титана и фосфора. Как указывалось выше, эффузивы всех трех фаз характеризуются высокими отношениями индикаторных элементов, т.е. по своему происхождению аналогичны наиболее глубинным базальтоидам Сихотэ-Алиня – анкармитам маляновской и диабазам самаркинской свит. Однако все породы Джагдинской зоны содержат меньше никеля, чем указанные базальтоиды Сихотэ-Алиня. По сравнению с последними эффузивы первой фазы имеют несколько повышенное содержание хрома, а эффузивы второй и третьей фаз – резко пониженное. В эволюционном ряду – эффузив первой фазы → эффузив второй фазы → трахибазальт третьей фазы – содержание всех фемафильных элементов (Ni, Co, Cr, V) падает, но величины индикаторных отношений уменьшаются только при переходе от пород первой фазы ко второй, а в трахибазальтах они снова возрастают.

Характерной чертой субвулканических диабазов наряду с очень низким отношением Cr/V является повышенное содержание ряда халькофильных элементов (Cu, V, Co, Ni, Pb), а также бора при очень больших дисперсиях содержаний, обусловленных появлением вкрапленности сульфидов. Все это вместе с петрохимическими особенностями субвулканических диабазов (очень высокое содержание окисного и закисного железа, повышенное содержание титана и шельчей при пониженном содержании магния) указывает на то, что они образовались из остаточных расплавов, накопившихся в результате кристаллизации базальтовой магмы, вероятно, в небольших и неглубоко залегающих камерах.

Общей геохимической особенностью базальтоидов Джагдинской зоны является сравнительно низкое содержание олова, которое достигает величины, сравнимой с содержанием в сихотэ-алинских эффузивах, только в калиевых базальтах третьей фазы.

Приведенные петрохимические данные, а также отмеченные общие геотектонические особенности вулканизма эвгеосинклинальных зон Дальнего Востока позволяют сделать некоторые выводы о происхождении охарактеризованных базальтоидных комплексов. Прежде всего устанавливается, что родоначальная магма инициальных эффузивов имела меланократовый состав с четко выраженной пикритовой тенденцией, которая, согласно имеющимся экспериментальным данным [78, 265, 143], указывает на значительную глубину образования расплавов путем непосредственного частичного плавления

Таблица 49

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в основных

Порода (свита, возраст)	Кол-во анал.	Ni	Co	Cr	V	Cu	Zn
<u>Джагинское поднятие Монголо-Охотской области</u>							
Вариолиты, диабазы, спилиты (улигданская свита, нижняя часть V - ε ₁)	14	95	28	235	100	52	59
Вариолиты, диабазы, спилиты (улигданская свита, верхняя часть ε ₁ ²)	23	61	24	111	62	76	44
Субвулканические диабазы	32	62	35	49	185	242	69
Трахибазальты	16	51	17	116	42	24	35
<u>Сихотэ-Алиинская область Южно-Приморская зона</u>							
Вангоуская серия (S-D)	6	104	11	147	82	33	168
Порфириды							
Главный антиклинорий							
Улахинская серия (C ₁ -P ₁)							
Базальтовые порфириды и их туфы (маяновская свита)	21	261	70	225	107	128	193
Диабазы (маяновская свита)	6	46	53	73	99	47	150
Диабазы (самаркинская свита)	3	150	73	220	180	144	293
Диабазы (себучарская свита)	5	60	75	90	109	38	62
Габбро (себучарская свита)	9	78	70	150	180	40	167
Спилиты (маяновская свита)	4	41	30	96	112	48	139
Спилиты (самаркинская свита)	12	59	50	81	122	46	163
Спилиты (себучарская свита)	9	22	31	48	94	38	122
Прибрежный антиклинорий							
Спилиты (пантовая свита P ₁)	10	110	63	84	141	29	148
Спилиты (горбушинская свита, J ₂)	16	54	22	123	150	59	73
Средние содержания по группам пород							
Глубинные эффузивы (базальты, диабазы, вариолиты) с первичными индикаторными отношениями микроэлементов	83	120	37	176	96	76	132
Фракционированные эффузивы (диабазы, спилиты) с нарушенными индикаторными отношениями микроэлементов	94	58	45	97	127	68	116

Примечание. Образы из коллекций Г.И. Архипова, В.М. Афанасьевой, Л.А. Бушик, И.Н. Говорова, А.Ф. Шехоркиной. Аналитики В.М. Брюхно, Э.Д. Голубева, А.П. Гречишева.

породах эвгеосинклинальных зон Дальнего Востока

Pb	Ag	Mo	Sn	W	Ga	Zr	B	F	Ni/Co	Cr/V
<u>Джагинское поднятие Монголо-Охотской области</u>										
2,2	0,017	0,5	1,2	1,4	9,7	106	25	350	3,39	2,35
1,8	0,018	0,5	2,0	1,5	6,5	124	14	564	2,54	1,79
5,9	0,014	0,8	1,0	1,6	10	142	32	370	1,77	0,26
4,8	0,023	-	3,4	-	14	174	6,8	-	3,00	2,76
<u>Сихотэ-Алиинская область Южно-Приморская зона</u>										
4,6	-	0,8	2,6	0,8	-	-	18	278	9,45	1,79
Главный антиклинорий										
4,1	0,067	2,4	5,0	1,4	11	89	4,4	302	3,73	2,10
3,1	0,048	3,4	3,8	1,0	19	146	5,3	326	0,87	0,74
3,3	-	0,9	3,7	1,2	-	-	17	435	2,05	1,22
2,5	-	2,1	3,1	1,2	-	-	10	222	0,80	0,83
4,0	-	0,9	3,5	1,2	-	-	6,5	229	1,11	0,83
6,0	-	2,9	3,2	1,0	-	-	4,7	235	1,37	0,86
1,7	-	1,2	2,9	1,5	-	-	13	222	1,18	0,66
3,8	-	1,5	3,3	1,2	-	-	9,0	331	0,71	0,51
Прибрежный антиклинорий										
5,3	-	1,0	2,6	1,9	-	-	14	267	1,75	0,60
1,9	0,016	0,7	0,9	1,2	9,6	82	16	-	2,45	0,82
3,5	0,031	1,0	3,0	1,3	10	123	14	386	3,24	1,83
3,8	0,026	1,7	2,6	1,3	13	123	13	281	1,29	0,66

Таблица 50

Параметры распределения и парные корреляции петрогенных и аксессуарных элементов в базальтовых порфиритах и туфах маяновской свиты Сихотэ-Алия ($n = 9$, $p = 0,52$)

Параметр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O		
Закон распределения	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н		
X % массы	46,27	3,06	10,98	2,44	8,74	0,46	12,26	8,15	1,46	1,07		
S, % массы	3,23	0,34	2,32	0,64	1,10	0,09	4,11	1,95	1,31	0,93		
TiO ₂	-0,27											
Al ₂ O ₃	0,41	-0,44										
Fe ₂ O ₃	-0,39	-0,21	0,26									
FeO	-0,60	0,16	-0,43	0,17								
MnO	-0,35	-0,26	-0,40	0,39								
MgO	-0,54		-0,73	0,13	0,48	0,69						
CaO			0,22	-0,48	0,11	-0,40	-0,13					
Na ₂ O	0,46	-0,27	0,65	-0,17	-0,39	-0,52	-0,69					
K ₂ O	0,55		0,33	-0,25	-0,54	-0,62	-0,54	0,28	0,19			
Ni	-0,53		-0,61		0,30	0,54	0,73		-0,48	-0,50		
Co	-0,63	0,43	-0,72		0,56	0,44	0,72		-0,57	-0,58		
Cr	-0,57	0,31	-0,80		0,43	0,44	0,75	0,32	-0,67	-0,37		
V	0,38	-0,28	0,58	-0,37		-0,66	-0,65		0,69	0,34		
								Ni	Co	Cr	V	Параметр
								365	92	314	128	X, г/т
								220	39	135	29	S, г/т
								0,45	0,64	-0,48		Ni
									0,72	-0,60		Co
										-0,61		Cr

перидотита верхней мантии. Признаками первичного характера магмы являются высокие содержания Ni и Cr и высокие величины индикаторных отношений Ni/Co и Cr/V в анкараритах.

Повышенная концентрация в этих породах калия и титана по сравнению с базальтами океанических хребтов может быть обусловлена несколькими факторами: а) различием состава верхней мантии на разных глубинах, а именно более примитивным составом ее подкорковых частей, где происходило выплавление магмы океанических базальтов, и большей концентрацией некогерентных элементов на значительной глубине, где зарождались родоначальные магмы эвгеосинклинальных зон; б) общим более примитивным составом верхней мантии океанов по сравнению с составом верхней мантии континентов; в) различием условий выплавления магм срединных океанических хребтов и континентальных геосинклиналей. Так, если считать, что выплавление магматической жидкости из субстрата ман-

Таблица 51.

Параметры распределения и парные корреляции петрогенных и аксессуарных элементов в диабазах улахинской серии Сихотэ-Алиня ($n = 9, p = 0,52$)

Параметр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Закон распределения	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н
X, % массы	48,26	2,38	14,90	3,36	6,92	0,21	6,19	7,42	3,51	1,28
S, % массы	3,45	0,63	1,80	2,34	2,45	0,10	2,08	1,79	1,38	1,00
TiO ₂										
Al ₂ O ₃										
Fe ₂ O ₃	0,23						95	58	147	138
FeO	-0,20			-0,78			56	21	70	46
MnO		0,69		-0,35				0,52	0,78	0,72
MgO	-0,53			-0,54	0,56	0,33			0,37	0,73
CaO	-0,63	-0,30					-0,39			0,61
Na ₂ O				0,64	0,79		-0,45	0,26		
K ₂ O				-0,37	0,38			-0,60	-0,66	
Ni	-0,31	-0,68		-0,27	0,46	-0,46	0,35	0,32	-0,47	
Co		-0,37	-0,24		0,30		0,25		-0,24	
Cr		-0,57		-0,31	0,38	-0,33		0,36	-0,29	-0,18
V		-0,66			0,26	-0,45			-0,29	

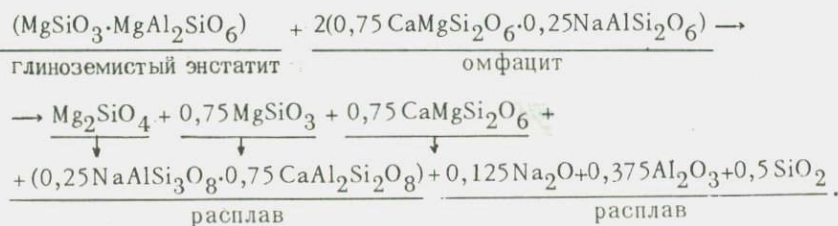
тии происходило по механизму зонного плавления с конвективным всплыванием (адвекция, по Д. Грину и Рингвуду) образующихся астенолитов, то глубина зарождения последних должна прямым образом влиять на конечную концентрацию в астенолитной магме некогерентных элементов (калий, титан, фосфор, рудогенные элементы). Какой из указанных факторов обусловил различие состава океанических и континентальных базальтов, установить определенно на основании имеющихся петрогеохимических данных не представляется возможным.

Полученные геохимические данные показали, что более кислые и менее глубинные базальтовые магмы, чем анкарармитовая, принадлежат к двум геохимическим типам: а) с первичными, свойственными анкарармитам, отношениями главных фемафильных элементов и б) с нарушенными отношениями фемафильных элементов. При выяснении механизмов образования магм этих двух типов большую помощь

оказывает анализ корреляционных матриц петрогенных окислов и индикаторных фемафильных элементов в мелабазальтах первого типа (табл. 50) и диабазах второго типа (табл. 51). Из табл. 50 видно, что по характеру корреляционных связей главные компоненты мелабазальтов четко разделяются на три группы: а) фельсифильную — SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , б) фемафильную — MgO , FeO , TiO_2 и в) гомеофильную (промежуточную) — CaO , Fe_2O_3 , MnO^* , Ni , Co и Cr четко связаны с фемафильной и частично гомеофильной группами породообразующих окислов, а V — с фельсифильной группой, причем три первых микроэлемента связаны друг с другом положительными связями, а ванадий с каждым из них — отрицательной связью. Данная корреляционная матрица микроэлементов отображает их распределение в главных минералах ксенолитов гранатовых и шпинелевых перидотитов, т.е. в основных типах пород верхней мантии. Как видно из материалов настоящей работы, главными микроэлементами оливина и пироксенов этих пород являются никель, кобальт и титан, а пироксенов — также хром и ванадий, причем содержание ванадия испытывает наибольшие колебания и всегда значительно ниже (в десятки раз) содержания хрома. Таким образом, из числа названных пяти элементов четыре первые должны быть отнесены к когерентным, а ванадий — к некогерентным компонентам субстрата верхней мантии.

Корреляционная матрица диабазов второго геохимического типа (табл. 51) резко отличается от матрицы мелабазальтов. Здесь четко разделяются только четыре компонента — MgO , FeO , Ni (фемафильная группа) и SiO_2 , все же остальные занимают промежуточное положение, причем Ni , Co , Cr , V связаны друг с другом положительными корреляциями. Таким образом, эффузивы второго типа во всех отношениях полностью теряют первичный геохимический код, свойственный веществу верхней мантии.

Исходя из приведенных данных по корреляции петрогенных и акцессорных элементов, нарушение первичных соотношений фемафилов в базальтовой магме, т.е. ее обеднение Ni и Cr и обогащение V и частично Co , мы считаем возможным связать с накоплением в расплаве алюминия, кремния и щелочей, т.е. с реакцией разложения высокоглиноземистых пироксенов. Этот процесс, протекающий с кристаллизацией малоглиноземистых разностей пироксенов, а также оливина и обогащением расплава полевошпатовыми компонентами, в схематическом виде можно представить следующей реакцией:



* Для названия групп приняты термины, предложенные Д.М. Шоу [270].

Таким образом, оливин-базальтовая магма первого геохимического типа, каким бы путем она не образовалась — в результате ли фракционной кристаллизации первичной пикритовой или анкарамитовой магмы или в результате непосредственного плавления перидотитового субстрата, в любом случае отделялась на таких глубинах, на которых были устойчивы первичные пироксены с высоким содержанием глинозема (35–70 км, по Д. Грину и Рингвуду [79]). Поэтому отсадка этих пироксенов и оливина при дифференциации первичной магмы или их частичное плавление при селективном происхождении магматических расплавов не вызывало существенного изменения первичных соотношений фемафильных элементов в магме и в кристаллизовавшихся из нее на земной поверхности породах. Процессы же образования магм второго типа происходили на сравнительно меньших глубинах (15–35 км, по Д. Грину и Рингвуду [79]), где высокоглиноземистые пироксены при фракционной кристаллизации магмы разлагались с накоплением в твердом кристаллизате их малоглиноземистых разностей, обогащенных никелем и хромом, и относительным накоплением в магматической жидкости полевошпатовых компонентов, ванадия и частично кобальта. Вероятно, именно такое происхождение имеют диабазы, спилиты и габбро улахинской серии (за исключением самаргинских диабазов), которые пространственно и, очевидно, генетически тесно связаны с анкарамитами.

Спилито-диабазовые комплексы Джагдинской зоны, где мелабазальты анкарамитового типа не встречены, скорее всего, являются продуктами глубинной оливин-базальтовой магмы. Что касается трахибазальтов, то считать их дифференциатами магмы, давшей спилито-диабазовые комплексы, как полагает Г.И. Архипов, не представляется возможным. Высокая основность калиевых пород, повышенное содержание в них никеля и хрома, а также ненарушенные отношения Ni/Co и Cr/V указывают скорее на самостоятельность трахибазальтовой магмы и ее глубинный характер. Нам кажется, что в данном случае наиболее приемлемыми петрогенетическими механизмами являются глубинная контаминация оливин-базальтовой магмы флогопитсодержащими породами верхней мантии или непосредственное селективное выплавление из флогопитсодержащего субстрата калиевой мелабазальтовой магмы. Эти механизмы были предложены В.С. Соболевым [223] при объяснении генезиса лейцитовых пород. Как следует из материалов главы 3, сделанные в последнее время находки ксенолитов ильменит-флогопитовых перидотитов и пироксенитов в кимберлитах трубки Обнаженная позволяют предполагать возможность наличия такого рода подкоровых месторождений и в других районах Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.

Ассимиляция глубинной оливин-базальтовой магмой именно этих пород или непосредственное выплавление из них калиевой мелабазальтовой магмы хорошо объясняет и высокую титанистость джагдинских трахибазальтов.

Вместе с тем совмещение участков распространения флогопит-содержащих пород в верхней мантии и проявлений эвгеосинклинального вулканизма не может не относиться к числу явлений исключительной редкости. Это могло бы служить одним из главных возражений против высказанного предположения, если бы не такое же редкое развитие существенно калиевых базальтоидов в составе однородных спилито-диабазовых серий. Так, в Джагдинской зоне трахибазальты имеют весьма ограниченное распространение и встречаются пока только в бассейне верхнего течения р. Гербикиан; в ассоциациях эвгеосинклинальных эффузивов Сихотэ-Алиния они, как следует из вышеизложенного, вовсе отсутствуют.

Глава 9

ГЕОХИМИЯ АНДЕЗИТОВЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, составляющий среднее звено Чукотско-Катазиатской системы краевых вулканических поясов, протягивается на расстояние около 1500 км вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива от бухты Преображения на юге до Сахалинского залива на севере. Ширина полосы сплошного развития позднемеловых-раннепалеогеновых вулканитов варьирует от 20 до 90 км, составляя в среднем 35-40 км. Сопряженные с этой полосой вулканические зоны субширотного простирания прослеживаются на расстояние до 120 км вглубь континента, достигая в южной половине Сихотэ-Алиния его Центрального структурного шва. В северной части пояса андезит-диабазовый комплекс, как указывалось выше, на значительных площадях перекрыт базальтовыми покровами позднего кайнозоя.

Заложение первых вулканических впадин относится к сеноман-туронской эпохе [1]. Наиболее интенсивное проявление наземного вулканизма падает на сенон и даний, а завершение его - на палеоцен. Вулканические образования позднемелового-раннепалеогенового возраста расчленяются на ряд свит, возраст которых устанавливается в основном по находкам растительных остатков в осадочных породах, заключенных среди вулканитов. В стратиграфическом разрезе вулканической серии базальное положение занимает существенно андезитовая толща сеноман-туронского возраста (больбинская и петрозувская свиты); выше лежит толща кислых лав и игнимбри-тов сенонского возраста, впервые выделенная Г.П. Воляровичем [44] под названием ольгинской серии; на эффузивах ольгинской се-

рии залегают толща андезитов дания (самаргинская и сияновская свиты), которая в некоторых районах перекрывается липаритами палеоцена (богопольская свита).

В соответствии с приведенным стратиграфическим подразделением вулканогенной серии производится выделение вулканоплутонических комплексов, объединяющих комагматичные покровы, экструзии и интрузивные тела. Ранний вулканоплутонический комплекс в наиболее полном объеме проявлен в Самаргинском районе, где он выделен под названием куксинского [214]. В него включены лавы и туфы основного, среднего, кислого состава (больбинская свита) и комагматичные им интрузивы основного и среднего состава. Сенонский липарит-гранитный комплекс самостоятельное значение имеет в южных районах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена (Ольгинский, Дальнегорский), где он выделяется под названием ольгинского. В Самаргинском районе, где кислые эффузивы сенона имеют сокращенную мощность и не сопровождаются самостоятельными гранитными интрузивами, все вулканические и интрузивные образования сенон-датского возраста объединены в самаргинский вулканоплутонический комплекс. На юге Приморья в Дальнегорском районе выделен дальнегорский вулканоплутонический комплекс, включающий андезиты, дациты и липариты самаргинской (сияновской) свиты и комагматичные им многофазные интрузивы сложного состава (от габбро-диоритов до гранитов). Здесь же выделяется богопольский липарит-гранитный комплекс, которому в Самаргинском районе соответствует венюковский вулканоплутонический комплекс палеоценового возраста.

В связи с широким развитием в Сихотэ-Алине субширотных вулканических зон, сопряженных с главными структурами вулканогена, аналоги названных вулканоплутонических комплексов встречаются во многих районах расположенной западнее зоны Главного синклинария. Например, аналогом куксинского комплекса является андезит-гранодиоритовый комплекс Лысогорского района, аналогом дальнегорского комплекса — андезитовая ассоциация центральной части Кавалеровского района. В западной части последнего района выделен трахит-монцонит-граносиенитовый комплекс горы Березовой, расположенной поблизости от Центрального структурного шва. В Дальнегорском районе самые поздние образования представлены сихалинским комплексом щелочно-калиевой серии (шонкиниты, эссексит-диабазы, эпилейцитовые трахиты и т.д.), окончательно сформировавшимся только в олигоцене.

Таким образом, в целом развитие Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса не носило характера эволюционного процесса, направленного в сторону повышения кислотности или основности пород (гомодромный и антидромный типы петрохимической эволюции), но представляло чередование циклов андезитового и кислого вулканизма.

Эта цикличность еще более усложнялась тем, что внутри каждого андезитового цикла отчетливо проявлялась антидромная эво-

люция вулканических образований при гомодромном развитии ассоциированного с ними интрузивного магматизма [66, 62, 214].

Для предсенонского андезитового комплекса антидромный характер вулканизма наиболее достоверно установлен в Самаргинском районе [214]. Антидромный характер строения андезитовых покровов самаргинской свиты наблюдался в Дальнегорском районе [62], где по керну буровой скважины фиксируется постепенный переход от дацит-липаритов, лежащих в основании покрова, через андезит-дациты к андезитам, слагающим верхние части покрова.

Другой особенностью процессов магматизма, сформировавших Восточно-Сихотэ-Алинский пояс, является отсутствие строгой хронологической последовательности в образовании различных вулканоплутонических комплексов вследствие совмещения поздней (интрузивной) стадии каждого предыдущего и ранней (эффузивной) стадии каждого последующего вулканоплутонического комплекса. Так, в Дальнегорском районе формирование горбушинского габбро-диабазового комплекса происходило в интервале от 140 до 90 млн лет. Следующий, ольгинский, вулканоплутонический комплекс формировался в период от 110 до 70 млн лет, а еще более поздний, дальнегорский, комплекс, — в период от 90 до 50 млн лет. Время образования эффузивов и субинтрузий богопольского комплекса определяется цифрами 67-45 млн лет, субвулканических штоков и даек сихалинского комплекса щелочно-калиевой серии — цифрами 72-35 млн лет [62]. Примерно такие же радиологические датировки и интервалы перекрытия возрастных границ для различных вулканоплутонических комплексов Самаргинского района получены Ф.Г. Федчиным и В.П. Симаненко. Указанное явление было замечено еще раньше М.А. Фаворской и В.А. Баскиной, которые объясняли его независимым существованием и частично одновременным действием очагов кислой и средней магм [12, 13].

Процессы вулканизма играли большую роль в формировании эндогенных месторождений Восточно-Сихотэ-Алинского пояса и Сихотэ-Алинской складчатой области в целом. Рудоотложение в общем случае сопутствовало становлению интрузивных образований вулканоплутонических комплексов, тесно переплетаясь во времени с внедрением постплутонических даек и метасоматическими преобразованиями пород вулканотектонических структур. Характер рудной минерализации определялся петрохимическими особенностями вулканоплутонических комплексов, запечатлевшими сложные процессы их формирования.

Наиболее рудопродуктивными являются андезитовые комплексы дальнегорский, кавалеровский и силинский. С первым ассоциируется скарново-полиметаллическое и касситерито-сульфидное оруденение, со вторым и третьим — оруденение касситерит-силикатно-сульфидной формации. Касситерит-силикатно-сульфидные месторождения связаны также с березовским и лысогорским комплексами.

Базальтоидная группа пород наиболее полно представлена в ранних вулканоплутонических комплексах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса — горбушинском и куксинском. Диабазы и габбро-диабазы горбушинского комплекса слагают пластовые интрузии силлоподобного облика и крутопадающие тела в осадочных породах триаса и средней юры Горбушинского поднятия Дальнегорского района. По Н.В. Булавко [28], в состав комплекса входят недифференцированные и дифференцированные интрузивы. Первые образованы пироксеновыми и оливин-пироксеновыми диабазовыми порфиритами, вторые — порфировидными долеритами и различными габбро-диабазами — пироксеновыми, оливин-пироксеновыми, пироксен-роговообманковыми. Оливин этих пород в большинстве случаев замещен вторичными минералами.

Пироксен в диабазах представлен обычно авгитом, а в габбро-диабазе титанистой разновидностью этого минерала, с которой в роговообманковых габбро-диабазе ассоциируется керсутит. В петрохимическом отношении недифференцированные диабазы более всего близки к оливиновым базальтам областей завершенной складчатости, отличаясь от среднего состава [144] в основном несколько пониженным содержанием окислов титана и железа (табл. 52). В габбро-диабазе, вероятно, с увеличением степени дифференциации исходной магмы, возрастает содержание щелочей, особенно калия, титана, фосфора и несколько уменьшается содержание глинозема и окиси кальция. В результате этого происходит кристаллизация более кислого плагиоклаза и развитие калинатрового полевого шпата. В наиболее богатых щелочами и титаном габбро-диабазе Мальшевской пади увеличивается содержание железа и падает содержание магния (табл. 52).

Характерной чертой куксинского комплекса является присутствие даек пикритового и пикрит-диабазового состава, которые относятся к наиболее ранним интрузивным образованиям. По химическому составу (табл. 52) пикритовый порфирит близок к аналогичным породам Маймеча-Котуйской провинции, но отличается от них повышенной кремнеземистостью и магнезиальностью, пониженным содержанием глинозема и щелочей, т.е. он близок к гипербазитам нормального ряда [31]. Пикрит-диабазы по своему минеральному и химическому составу занимают промежуточное положение между группами ультраосновных и основных пород и, вероятно, представляют продукт фракционирования пикритовой магмы, обогащенный кремнекислотой, глиноземом, окислами железа, щелочами, особенно калием, и более бедный окисью магния.

Базальтоиды куксинского комплекса в петрохимическом отношении резко отличаются как от пикрит-диабазов, так и габбро-диабазов горбушинского комплекса. Для них характерно более высокое содержание глинозема и пониженная магнезиальность, что свойственно базальтам андезитовой формации. Региональной особенностью

Таблица 52

Химический состав (% массы) базальтоидов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса

Компонент	1 (2)	2 (2)	3 (2)	4 (1)	5 (5)	6 (2)	7 (5)	8 (5)
SiO ₂	48,95	51,66	48,44	44,78	47,06	51,68	49,60	53,24
TiO ₂	0,97	1,41	2,45	0,53	0,69	0,57	0,93	0,77
Al ₂ O ₃	15,93	15,51	15,30	7,86	11,37	18,20	16,75	17,52
Fe ₂ O ₃	3,58	1,21	3,62	3,56	3,37	1,46	4,62	3,41
FeO	4,92	5,78	5,50	5,87	7,10	6,36	5,83	6,35
MnO	0,17	0,34	0,31	0,20	0,22	0,23	0,16	0,16
MgO	7,32	7,87	6,90	21,97	13,88	3,23	6,02	3,78
CaO	9,97	8,80	7,87	9,31	9,88	10,39	8,45	7,05
Na ₂ O	2,49	3,02	3,15	0,20	1,02	3,09	2,82	3,13
K ₂ O	0,82	0,92	1,77	0,20	1,47	2,26	1,73	3,01
H ₂ O ⁺	2,08	2,80	3,54	3,90	-	1,48	-	-
H ₂ O ⁻	1,61	0,17	0,19	0,16	-	0,04	-	-
P ₂ O ₅	0,13	0,18	0,30	0,14	0,25	0,52	0,24	0,39
CO ₂	2,57	-	0,77	0,53	-	-	-	-
Сумма	100,47	99,65	100,21	100,21	-	99,51	-	-

Примечание. Гарбушинский комплекс, Дальнегорский район: 1 - диабаз (падь Клубная), 2 - габбро-диабаз (ключ Светлый), 3 - габбро-диабаз (падь Малышевская); кукушинский комплекс, Самаргинский район: 4 - пикрит, 5 - пикрит-диабаз, 6 - трахидолерит (гора Вуэлля-Кемани), 7 - базальт, 8 - андезито-базальт (в скобках количество анализов). 1-3 - по И.Н. Говорову; 4-6 - по И.З. Бурьяновой; 7, 8 - по В.П. Симаненко, Ф.Г. Федчину. Аналитик М.М. Дербарем-дикер.

базальтоидов куксинского комплекса является повышенное содержание калия. В составе его иногда встречаются довольно типичные трахибазальты, например, трахидолериты горы Вуэлля-Кемани с ассоциацией авгита, основного плагиоклаза и калинатрового полевого шпата, отличающиеся повышенным содержанием глинозема, извести, окиси калия при низком содержании окиси магния. Наиболее высокое содержание калия отмечается в андезито-базальтах куксинского комплекса. Оно даже несколько выше, чем в андезитах этого и других вулкано-плутонических комплексов Сихотэ-Алиня (табл. 52, 54).

Отмеченные особенности петрохимии базальтоидных пород еще более контрастно выступают при анализе распределения в породах аксессуарных элементов. Как видно из табл. 53, по уровню содержания главных фемафилов — никеля и хрома — все породы могут быть разделены на три группы.

К первой группе относятся пикриты и пикрит-диабазы, которые характеризуются высокими содержаниями никеля и хрома, превосходящими кларки основных пород, и соответственно большими величинами отношений Ni/Co , Cr/V . В пикрит-диабазе содержания Ni и Co и отношения Ni/Co , Cr/V ниже, чем в пикритовом порфирите, но содержание ванадия выше. Эти данные согласуются с петрохимическими различиями пород и в совокупности с ними дают основание считать, что образование пикрит-диабазов связано с кристаллизационной дифференциацией глубинной пикритовой магмы.

Вторую группу составляют диабазы и габбро-диабазы горбушинского комплекса. Содержание никеля и хрома в них хотя и ниже кларков основных пород, но в общем находится на таком же уровне, как в диабазе позднепалеокайнозойской офиолитовой формации Сихотэ-Алиня. Следовательно, базиты горбушинского комплекса также, очевидно, имеют глубинное происхождение. С увеличением степени дифференцированности интрузивов в горбушинских базитах уменьшается содержание никеля и хрома и увеличивается содержание ванадия и циркония. Нарушающее эту закономерность повышенное содержание никеля и хрома в габбро-диабазе ключа Светлого объясняется, вероятно, более высокой магнезиальностью этих пород по сравнению с недифференцированными диабазами пади Клубной. Для последних характерны аномально высокое содержание кобальта и соответственно низкая величина отношения Ni/Co .

К третьей группе относятся базальтоиды куксинского комплекса. Несмотря на то, что некоторые из них по химическому составу весьма близки к габбро-диабазам горбушинского комплекса, они в целом отличаются низкими содержаниями никеля, хрома и ванадия (за исключением трахидолеритов), которые почти на целый порядок меньше кларковых величин. В силу этого базальтоиды куксинского и других андезитовых вулкано-плутонических комплексов Сихотэ-Алиня не могут являться производными глубинной базальтовой и тем более пикритовой магмы, каким бы путем они не возникали, в процессе ли кристаллизационной дифференциации магматического

Таблица 53

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в базальтоидах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса

Элемент	1 (11)	2 (10)	3 (13)	4 (1)	5 (5)	6 (12)	7 8 (12)
Ni	86	107	69	830	280	15	7,7
Co	73	16	17	100	46	24	21
Cr	155	192	74	710	406	22	11
V	77	136	141	79	126	226	41
Cu	53	37	37	28	95	78	18
Zn	80	101	114	56	41	175	38
Pb	2,7	<3	1,2	<3	2,6	40	10
Ag	0,036	0,042	0,032	0,120	-	0,131	0,098
Au*	3,3	5,5	2,3	-	-	9,5	8,2
Mo	1,0	0,5	0,7	-	-	1,3	0,8
Sn	3,2	2,0	2,0	2,7	3,2	4,1	8,7
W	1,2	1,7	2,2	-	-	2,9	1,2
Ga	13	27	21	11	-	26	14
Zr	50	75	89	58	-	125	38
B	11	14	8,0	6,3	-	17	3,1
F	-	110	134	-	-	503	-
Ni/Co	1,18	6,69	4,06	8,30	6,09	0,63	0,36
Cr/V	2,01	1,41	0,52	8,99	3,22	0,10	0,26

Примечание. Типы пород и места их нахождения см. табл. 52. 1-3, 6 - по И.Н. Говорову; 4, 5 - по И.З. Бурьян-вой; 7, 8 - по В.П. Симаненко, Ф.Г. Федчину. Анализы выполнены Э.Д. Голубевой; W, Mo определены А.П. Гречишевой.
*мг/т.

расплава или в результате его контаминации кислым коровым материалом. Наиболее приемлемым в данном случае механизмом образования базальтовых расплавов, который может объяснить сочетание нормальной основности пород с дефицитом фемафильных микроэлементов, является селективное плавление базитового субстрата нижней коры под воздействием тепловых и флюидных потоков, генерированных мантийными астенолитами при внедрении их в основанию коры. Эта концепция впервые разработана Бранчем [278-280] на примере позднепалеозойской вулканической провинции Северного Квинсленда Австралии и позднее подкреплена экспериментальными исследованиями Т. Грина и А. Рингвуда [80, 79]. Имеются все основания считать, что пикриты и пикрит-диабазы Самаргинского района представляют интрузии астенолитовой магмы, достигшие поверхности в неконтаминированном состоянии. В то же время горбушинские диабазы не могут быть прямыми дериватами мантийной магмы и, скорее всего, являются кислым дифференциатом последней.

Одним из главных геологических подтверждений концепции селективного выплавления базальтовых и более кислых расплавов из базитового субстрата нижней коры под воздействием интрателлурических растворов является отмеченная выше антидромная последовательность изменения химизма лав во времени. Действительно, участие газоводных растворов в селективном процессе предопределяет постепенное прогревание колонны дренируемых пород, при котором в первую очередь — в нижней части колонны — будет происходить выплавление наиболее низкоплавкой кислой фракции, а затем — в более высоких частях — расплавов все повышающейся основности вплоть до базальтовых [60]. Последовательное проникновение к поверхности и излияние сначала кислых, затем средних и основных вылавок создаст наблюдаемый антидромный порядок расположения покровов в нижней и средней частях эффузивного комплекса. Естественное падение температур к поверхности и остывание источника интрателлурических растворов приведет к последовательному снижению основности вылавок с приближением зоны дифференциального плавления к границе Конрада. Соответственно этому верхняя часть эффузивного комплекса может иметь гомодромное строение.

Андезиты более широко распространены, чем базальтоиды, и присутствуют в том или ином количестве во многих вулканоплутонических комплексах Сихотэ-Алиня. Они слагают покровы (мощностью до 300 м) и экструзивные тела, причем объем последних иногда достигает значительных размеров. Так, экструзии андезитовых порфиритов, слагающие вулкан Солонцовый в Дальнегорском районе, образуют тело, общая мощность которого близ вершины горы Солонцовой превышает 1000 м [12].

Средние химические составы андезитов различных вулканоплутонических комплексов Сихотэ-Алиня приведены в табл. 54. Как видно из таблицы, андезиты всех комплексов достаточно однородны в

Таблица 54. Химический состав (% массы) андезитов Сихотэ-Алиня

Компонент	1 (11)	2 (18)	3 (2)	4 (13)	5 (4)	6 (17)	7 (5)	8
SiO ₂	58,16	59,56	58,66	59,53	58,43	62,49	58,33	59,5
TiO ₂	0,74	1,00	0,74	0,79	0,89	0,65	0,64	0,70
Al ₂ O ₃	16,62	14,27	15,27	16,21	15,29	16,55	15,78	17,2
Fe ₂ O ₃	2,03	4,00	1,00	1,64	0,97	0,90	1,71	-
FeO	5,66	4,58	5,09	4,65	5,31	4,32	5,05	6,10
MnO	0,13	0,17	0,12	0,14	0,13	0,04	0,17	0,15
MgO	2,60	2,85	3,00	3,19	3,57	1,52	4,11	3,42
CaO	5,37	4,51	5,18	5,62	5,83	3,04	4,73	7,03
Na ₂ O	3,62	2,91	3,54	3,24	3,18	3,58	2,16	3,68
K ₂ O	2,95	2,82	1,63	1,95	1,96	5,12	2,70	1,60
H ₂ O ⁺	-	-	1,27	2,13	1,95	1,30	3,59	-
H ₂ O ⁻	-	-	0,05	0,18	0,19	0,14	0,58	-
P ₂ O ₅	0,27	0,31	0,25	0,22	0,33	0,27	0,21	-
CO ₂	-	-	3,91	-	1,26	-	-	-
Сумма	-	-	99,61	99,49	99,29	99,92	99,76	99,38

Примечание. Комплексы: 1 - куksинский, 2 - самаргинский, 3 - лысогорский, 4 - дальнегорский, 5 - кавалеровский, 6 - березовский, 7 - силинский (в скобках количество анализов): 1, 2 - по В.П. Симаненко, Ф.Г. Федчину, 3, 4 - по И.Н. Говорову, 5 - по И.Н. Говорову, Ю.С. Бретштейну, 6 - по И.Н. Говорову, Г.Б. Левашеву, 7 - по И.Н. Говорову, В.Г. Гоневчуку, Б.И. Семеняку. Аналитики М.М. Дербаремдикер, Т.Г. Ватутина. 8 - андезит островов Тихого океана, по Тейлору [240].

петрохимическом отношении. Наиболее распространены известково-щелочные андезиты, близкие к составу среднего андезита по Дели. Трахиты горы Березовой по химическому составу почти идентичны среднему составу известково-щелочного трахита по Дели.

Средние содержания микроэлементов в андезитах Сихотэ-Алиня приведены в табл. 55. Ее анализ показывает, что андезиты всех комплексов имеют более низкое содержание никеля, чем кларк этого элемента в средних породах, по А.П. Виноградову [42]. При близком к кларку содержании кобальта это приводит к пониженной величине отношения Ni/Co. По уровню содержания никеля, а также хрома выделяются андезиты лысогорского и кавалеровского комплексов, в которых никель содержится в количестве 39-36 г/т, а хром - 95 г/т. Последняя величина почти в два раза превышает кларк средних пород. Андезиты других комплексов имеют пониженное по сравнению с кларком содержание хрома. Содержание ванадия близко к кларку или ниже его.

Большой интерес представляет сравнение сихотэ-алинских андезитов с андезитами внутренней зоны Тихоокеанского пояса (Япония, Новая Зеландия, Соломоновы острова и Фиджи), изученными С. Тейлором [240]. В петрохимическом отношении андезиты перечисленных островов представляют несколько более основные и глиноземистые породы по сравнению с сихотэ-алинскими. В них выше содержание окислов алюминия, магния, кальция и ниже содержание окислов железа и калия. Их сихотэ-алинских андезитов по химическому составу наиболее близки к океаническим андезитам кавалеровского комплекса. Андезиты кавалеровского, а также лысогорского комплексов характеризуются более высокими содержаниями никеля и хрома по сравнению с океаническими андезитами, тогда как андезиты всех других вулканоплутонических комплексов Сихотэ-Алиня имеют более низкие содержания никеля и хрома, чем андезиты тихоокеанских островов. Последние отличаются также сравнительно очень высокими содержаниями кобальта и ванадия, превосходящими не только их содержания во всех сихотэ-алинских андезитах, но и кларки средних пород по А.П. Виноградову. В рудных микроэлементах более высокое содержание меди и серебра в океанических, олова и молибдена в сихотэ-алинских андезитах. Для последних характерно также повышенное содержание вольфрама, превышающее кларк средних и в большинстве случаев кислых пород.

Приведенные геохимические данные и сопоставления позволяют считать, что андезиты куксинского, самаргинского, дальнегорского, силинского и березовского комплексов имеют такое же происхождение, как куксинские базальты и андезитобазальты, т.е. связаны с магмой, образовавшейся путем селективного плавления базитового субстрата нижней коры. В пользу этого предположения свидетельствует и отмеченное выше поокисление андезитов с переходом к дацитам и дацито-липаритам в нижней части эффузивных комплексов. При допущении других механизмов образования андезитов, например, в результате дифференциации базальтовой магмы или путем ассими-

Таблица 55

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в андезитах Сихотэ-Алиня

Элемент	1(37)	2(41)	3(11)	4(53)	5(4)	6(31)	7(5)	8
Ni	6,0	16	39	9,7	36	17	7,2	18
Co	11	15	14	12	11	7,9	18	24
Cr	12	25	95	20	95	27	51	56
V	34	100	35	83	78	63	71	175
Cu	41	32	26	26	25	50	4,8	54
Zn	57	71	49	112	24	52	45	-
Pb	2,5	19	3,7	13	3,2	20	4,8	6,7
Ag	0,019	0,037	0,031	0,040	0,021	0,012	0,018	0,13
Au*	-	4,2	0,9	3,7	-	3,8	0,2	-
Mo	1,6	1,5	1,0	0,6	1,7	1,3	0,9	1,1
Sn	1,3	6,5	1,9	2,8	1,8	3,6	4,6	0,8
W	1,3	2,3	2,3	1,9	2,3	3,1	1,0	-
Ga	5,6	48	10	19	10	12	16	16
Zr	57	74	33	61	44	57	77	110
B	14	16	8,6	2,8	2,8	50	97	-
F	-	-	275	186	-	144	-	-
Ni/Co	0,54	1,07	2,79	0,81	3,27	2,15	0,40	0,75
Cr/V	0,35	0,25	2,71	0,24	1,22	0,43	0,72	0,32

Примечание. Комплексы пород и авторы анализов - см. табл. 54. Анализы выполнены Э.Д. Голубевой. W, Mo определены А.П. Гречишевой, В.М. Брюхно, * мг/т.

лянии базальтовой магмой кислого материала, следует ожидать прямую (гомодромную) последовательность в эволюции вулканитов с почти обязательным присутствием базальтов в излияниях первой фазы [141].

Что же касается андезитов кавалеровского и лысогорского комплексов, отличающихся повышенным содержанием фемафильных элементов, то они могут иметь более глубинный магматический источник. Рассматривая происхождение андезитов тихоокеанских островов, Тейлор принимает модель Т. Грина и Э. Рингвуда [78, 80], согласно которой андезитовая магма могла образоваться за счет частичного плавления блоков эклогита, погружавшихся на значительную глубину в пиролитовый субстрат верхней мантии в силу более высокой плотности эклогита по сравнению с пиролитом. Возможно, что и андезиты кавалеровского и лысогорского комплексов, близкие по содержанию фемафильных микроэлементов к андезитам островов Тихого океана, связаны с андезитовой магмой мантийного происхождения.

Щелочные породы пока изучены только в Дальнегорском районе, где они, как указывалось выше, объединяются в сихалинский комплекс. Распространение пород сихалинского комплекса ограничивается небольшим участком развития боросиликатных скарнов, находящимся в центральной части района и окруженным полями скарново-сульфидной минерализации, которая пространственно и генетически связана с дальнегорским андезит-гранодиоритовым комплексом [130, 61, 62].

В состав сихалинского щелочно-калиевого комплекса входят пироксен-роговообманковые шонкиниты и их мелканократовые разности (калиевошпатовые иситы), эссексит-диабазы, трахиандезиты и лейцитовые трахиты [61, 62].

Породы семейства шонкинита слагают крутопадающий шток, залегающий среди кремнисто-терригенных отложений средней юры в восточном боку скарновой залежи. В осевой части штока развиты полнокристаллические роговообманково-авгитовые шонкиниты, в краевой зоне более распространены порфиновые разности с тонкозернистой и стекловатой основной массой, которые отличаются преобладанием роговой обманки над пироксеном, а по соотношению гемноцветных и калиевого полевого шпата делятся на породы нормального и меланократового типа. Последние близки к уральским иситам [56], но в отличие от них содержат не плагиоклаз, а калиевый полевой шпат.

Отмеченные особенности минерального состава пород хорошо согласуются с результатами их химического анализа (табл. 56). Как видно из таблицы, для всех описанных разновидностей характерно высокое содержание титана и резкое преобладание калия над натрием. Соответственно увеличению количества калиевого полевого шпата содержание щелочей, особенно калия, возрастает от иситов к полнокристаллическим шонкинитам. Параллельно увеличивается отношение окисного железа к закисному, хотя общее содержание элемен-

Таблица 56

Химический состав (% массы) пород щелочно-калиевой серии Дальнегорского района

Компонент	1 (2)	2 (3)	3 (5)	4 (5)	5 (2)	6 (4)
SiO ₂	42,63	44,06	44,82	55,36	55,34	50,22
TiO ₂	2,70	2,98	2,88	1,08	1,16	1,07
Al ₂ O ₃	10,74	14,56	14,22	15,39	15,92	17,82
Fe ₂ O ₃	1,77	3,10	4,64	0,60	0,36	2,06
FeO	10,60	9,48	7,81	2,56	3,34	4,48
MnO	0,31	0,19	0,18	0,27	0,14	0,21
MgO	13,71	7,75	7,39	3,28	5,20	5,28
CaO	9,30	7,53	7,74	7,77	9,20	5,98
Na ₂ O	0,50	1,00	1,22	0,89	1,67	3,36
K ₂ O	2,16	4,51	5,06	9,68	5,73	3,76
H ₂ O ⁺	3,99	3,72	2,78	1,65	1,11	3,20
H ₂ O ⁻	0,33	0,20	0,10	0,19	0,30	0,18
P ₂ O ₅	0,26	0,34	0,44	0,31	0,15	0,22
CO ₂	0,50	0,17	0,48	0,28	0,52	1,65
Сумма	99,50	99,59	99,70	99,31	99,15	99,69

Примечание. 1 - калишпатовый исит; 2 - роговообманковый шонкинит; 3 - шонкинит; 4 - эпидейшитовый грахит; 5 - грахитандезит; 6 - эссекситдиоба (в скобках количество анализов). Аналитик М.М. Дербаремдикер.

тов остается примерно на одном и том же уровне. По содержанию окислов кремния, алюминия, магния и кальция полнокристаллические роговообманково-авгитовые и порфиновые роговообманковые шонкиниты очень близки друг к другу. От среднего состава шонкинита, по Дели, дальневосточные шонкиниты отличаются пониженным содержанием кремнекислоты, окислов кальция и натрия и повышенным содержанием глинозема, окиси титана, окислов железа и воды. Эти различия взаимосвязаны с высоким содержанием в породах титанистой роговой обманки, не характерной для типичных шонкинитов.

Дальнегорские иситы по сравнению с уральскими, соответственно их более меланократовому и щелочно-калиевому характеру, богаче титаном, железом, магнием, калием, водой и беднее глиноземом, кальцием и натрием. Состав их очень близок к среднему составу горнблендита, по Дели, отличаясь от него более высоким содержанием титана и соотношением натрия и калия.

Эссексит-диабазы представлены вертикально падающими дайками, а также обособленными блоками в тектонических брекчиях, замещенных боросиликатными скарнами. Полосчатые текстурные рисунки наиболее ранних геденбергит-волластонитовых скарнов приспосабливаются к контурам эссексит-диабазовых блоков. Дайки же эссексит-диабазов в большинстве своем обрывают и пересекают текстурные элементы скарнов, замещенных крупнокристаллическим датолитом. Эти наблюдения позволяют считать, что внедрение диабазов происходило до начала образования скарнов и после отложения крупнозернистого датолита. Химические анализы эссексит-диабазов (табл. 56) показывают характерное для них повышенное содержание натрия и калия.

Трахиандезиты образуют небольшой штокообразный выход в западном боку скарновой залежи. В южной части штока в трахиандезитах прослеживается жила трахита. Химический состав породы (табл. 56) характеризуется резким преобладанием калия над натрием и повышенным содержанием кальция и магния.

Трахиты образуют маломощные, но достаточно протяженные жилы, залегающие в скарнах, но внедрившиеся в известняки до начала скарнового процесса. В связи с этим отдельные фрагменты разбитых трещинами жильных тел, часто перемещенные на расстояние нескольких метров от первоначального положения, оказываются со всех сторон окруженными скарнами. При этом отчетливо прослеживается развитие полосчатых агрегатов волластонита, геденбергита и датолита по краевым частям обломков трахита. Макроскопически трахиты представляют собой очень светлую, с серым или желтым оттенком мелкозернистую массивную породу, местами имеющую порфиоровое строение. В шлифах устанавливается типичная трахитовая структура основной массы, состоящей из субпараллельных лейст калиевого полевого шпата и заключающей мелкие (0,5–2 мм) вкрапленные санидина и пироксена. Пироксен представлен диопсидом и в некоторых шлифах пижонитом. Кроме того, в основной массе довольно часто встречаются участки буроватого изотропного стекла, а также округлые включения с диаметром 1–2 мм, состоящие из радиально сгруппированных призмочек калиевого полевого шпата иногда с вростками пластинок мусковита. Эти агрегаты образовались, вероятно, за счет замещения лейцита.

Как видно из табл. 56, эпидейцитовые порфиры Дальнегорска повышенной основностью и калиевостью существенно отличаются от трахитов известково-щелочного и щелочного типов и по этим показателям очень близки к лейцитовым фоллитам Западного Казахстана (р. Ишим) и средней Италии [96]. Особенность химического состава дальнегорских пород состоит в пониженном содержании натрия и железа и повышенном содержании кальция и магния. Следствием этого является диопсидовый и пижонитовый состав пироксена.

Рассмотрим теперь распределение микроэлементов в охарактеризованных типах пород. Высокие содержания фемафильных элементов, свойственные базальтоидам, установлены только в иситах (табл. 57).

Таблица 57

Среднее содержание микроэлементов (г/т) в породах щелочно-калиевой серии Дальнегогорского района

Элемент	1 (3)	2 (4)	3 (10)	4 (9)	5 (3)	6 (11)
Ni	117	13	17	15	12	42
Co	38	20	25	9,8	8,6	24
Cr	440	14	15	54	54	164
V	90	85	88	113	81	91
Cu	6,6	9,0	24	0,7	0,6	35
Zn	57	41	37	17	20	44
Pb	1,3	1,8	2,3	3,6	1,7	3,5
Ag	0,018	0,023	0,023	0,018	0,015	0,018
Au*	0,41	0,20	0,32	0,54	0,23	0,97
Mo	0,7	0,6	0,5	0,4	0,5	0,4
Sn	2,5	1,6	2,0	1,6	1,1	1,6
W	0,7	0,7	0,5	1,2	0,5	0,4
Ga	17	19	18	21	23	15
Zr	49	52	56	52	50	49
B	8,0	3,3	19	1,52	94	65
Ni/Co	3,08	0,65	0,68	1,53	1,40	1,75
Cr/V	4,89	0,16	0,17	0,48	0,67	1,80

Примечание. Наименования типов пород аналогичны табл. 56. Анализы выполнены Э.Д. Голубевой; W, Mo определены Т.В. Сверкуновой. * мг/т.

Шонкиниты же, несмотря на свой очень основной состав, во много раз беднее никелем и хромом по сравнению с иситами и в этом отношении очень сходны с эпилейцитовыми трахитами и трахиандезитами. Сравнивая распределение микроэлементов в породах щелочно-калиевого и известково-щелочного комплексов, мы видим, что по содержанию фемафилов шонкиниты, трахиандезиты и эпилейцитовые трахиты очень близки и андезитам дальнегогорского комплекса, а эссексит-диабазы — к андезитам кавалеровского комплекса. В то же время устанавливается значительное различие этих пород по содержаниям микроэлементов халькофильной и литофильной групп. По сравнению с андезитами породы щелочно-калиевого комплекса обеднены медью, цинком, свинцом, оловом, цирконием и вольфрамом.

Переходя к обсуждению генезиса щелочно-калиевой серии, необходимо подчеркнуть, что развитие ее приурочено к участку, занимающему особое положение в структуре района. Он находится на сопряжении главных вулканотектонических впадин района и в течение длительного периода их формирования (сенон — начало палеогена) сохранял относительную стабильность, что выразилось в полном отсутствии здесь магматических образований ольгинского, дальнегогор-

ского и богопольского комплексов. Интенсивные тектонические подвижки в данном блоке начались только в палеогеновое время, но они не являлись отражением локальных процессов, завершивших формирование окружающих вулканических структур, а были вызваны, очевидно, явлениями более широкого регионального плана. Предполагается, что образование тектонических трещин, послуживших каналами для проникновения к земной поверхности щелочных калиевых и бороносных гидротерм, было связано с началом общей тектоно-магматической активизации орогенных структур Сихотэ-Алиня, которая происходила под воздействием процессов формирования глубоководных впадин Японского и Охотского морей.

Наиболее ранние породы щелочно-калиевой серии — калишпатовые иситы, учитывая их высокую основность, можно рассматривать как продукт магмы, образовавшейся путем непосредственного частичного плавления перидотитового субстрата верхней мантии. Роговообманковый состав породы указывает на участие в этом процессе воды, а бедность их некоторыми микроэлементами (Cu, Pb, Ag, Zr, W, Mo) объясняется, по-видимому, узко локальным характером плавления, т.е. пруроченностью его к тектоническим нарушениям. В этом случае не происходит зонного концентрирования легкоплавких и летучих компонентов, что, очевидно, имело место при образовании щелочно-базальтовых расплавов, накапливавшихся в процессе зонного плавления больших масс субстрата. Однако преобладание калия над натрием в дальнегорских щелочных породах настолько значительное, что не может быть объяснено зонным концентрированием, и связано, по нашему мнению, с ювенильным привносом в тектонически ослабленные зоны не только воды, но и летучих соединений калия.

Как указывалось выше, характерной особенностью всех пород сихалинского комплекса, за исключением иситов, является разкий дефицит микроэлементов как сидерофильной, так и халькофильной и литофильной групп. Недостаток сидерофилов по сравнению с соответствующими кларковыми величинами, как и в случае пород андезитовой серии, можно объяснить тем, что все расплавы, даже такие основные, как шонкинитовые, образовались путем селективного плавления базитового материала. Однако, если образование магм андезитовой серии мы связывали с плавлением базитового субстрата нижней коры, то в случае щелочных магм процесс плавления локализовался, скорее всего, в пределах эклогитизированных габброидных астенолитов верхней мантии. Ниже будет показано, что при переходе габбро в эклогит происходит вынос из породы совместно с водой кремнекислоты, калия и ряда халькофильных и литофильных элементов. Следовательно, именно за счет такого субстрата с повышенной основностью и обедненными микроэлементами, при условии ювенильного привноса воды и калия, могли возникнуть расплавы, давшие щелочно-калиевую серию Дальнегорского района.

Основываясь на экспериментальных данных по селективному плавлению базальтов [79, 80] и учитывая петрогеохимические осо-

бенности отдельных типов пород, можно наметить следующую схему формирования сихалинского комплекса и ассоциирующей с ним минерализации. Главные типы магм выплавлялись в последовательности — иситы — шонкиниты — лейцитовые грахиты — на значительной глубине по мере снижения температуры флюидного потока и повышения в нем доли воды и летучих соединений калия. Эссексит-диабазовые и трахиандезитовые расплавы возникали на меньших глубинах, вероятно, в подкоровых частях верхней мантии, под воздействием на эклогитизированные базиты обедненных калием ("отработанных") порций растворов, представляя собой регрессивные аналоги шонкинитовых (эссексит-диабазы) и фонолитовых (трахиандезиты) очагов. Проникая далее по разломам в верхние части земной коры, трансмагматические растворы фонолитовых и латитовых очагов обеспечивали интенсивное развитие высокотемпературного метасоматизма. Можно полагать, что именно к этой стадии относится образование существенно волластонитовых скарнов описываемого участка. Последующая стадия боросиликатного метасоматоза связана с последними порциями глубинного флюидного потока, которые характеризовались повышенным содержанием летучих соединений бора.

ОБЩАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

На основании изложенных материалов по петрогеохимии вулканических пород при разработке общей концепции магматизма Восточно-Сихотэ-Алинского пояса приняты следующие исходные положения.

А. Родоначальные магмы большей части вулканоплутонических комплексов Сихотэ-Алиня возникли в результате селективного плавления базитового субстрата нижней коры под воздействием тепловых и флюидных потоков, генерированных мантийными астенолитами при внедрении их в подкоровые части верхней мантии и основание коры. Вместе с тем часть андезитовых расплавов, а также щелочно-основные расплавы образовались в верхней мантии за счет селективного плавления эклогитов. Выплавление андезитовых расплавов могло происходить либо вследствие повышения температуры при погружении блоков эклогита на более значительную глубину [79], либо при той же температуре, но вследствие возникновения более легкоплавких кварцсодержащих ассоциаций в результате выноса щелочей [113].

Развитие андезитов корового и мантийного происхождения в одном районе само собой предопределяет более ранний геологический возраст коровых калиевых андезитов (трахиандезитов или грахитов) по сравнению с калийнатриевыми мантийными андезитами. Действительно, какую бы из двух вышеуказанных моделей мы не приняли, кристаллизация эклогита и отделение калийсодержащих флюидов, возбуждающих выплавление андезитовой магмы в нижней коре, долж-

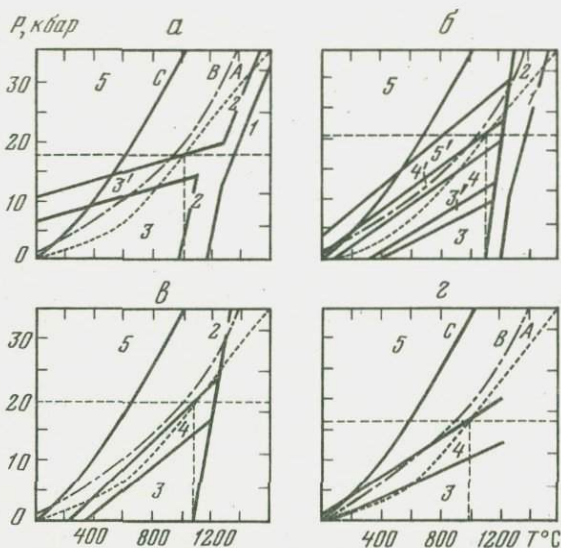
но опережать частичное плавление самого эклогита и образование мантийной андезитовой магмы. Такие возрастные соотношения андезитов действительно установлены в Кавалеровском районе, где трахиты горы Березовой имеют значительно более древнюю калий-аргоновую датировку (80–101 млн лет, по М.Г. Руб и др. [204]), чем андезиты центральной части района (67–71 млн лет, по И.Н. Говорову [62]).

Б. Наиболее глубинные базальтоидные магмы Сихотэ-Алинской области, представляющие, вероятно, прямые дириваты внедрившихся в основание коры астенолитов (анкарамитовые базальты улахинской серии, пикрит-диабазы куксинского вулканоплутонического комплекса и др.) характеризуются повышенным содержанием калия и ряда рудогенных элементов, прежде всего олова.

В. При кристаллизации астенолитов калиеносных базальтоидов в основании коры и в подкорковых частях мантии происходило выделение газодонных флюидов, содержащих соединения калия и многих других элементов, в том числе рудных. Интенсивность дегазации астенолитов возрастала при их охлаждении и переходе габбровой ассоциации в эклогитовую, а на большой глубине вследствие непосредственной кристаллизации базальтового расплава в виде эклогита.

Г. Температура и состав флюидов, отделявшихся при кристаллизации астенолитов, зависят от давления или глубины затвердевания астенолита. В грубом приближении эти параметры могут быть установлены на основании фазовых диаграмм перехода габбро в эклогит и наложения на них геотерм различных геотектонических регионов [62]. Анализ фазовых диаграмм (фиг. 10) с учетом недосыщенности водой глубинных базальтовых магм [225] показывает, что существенное отделение воды от кристаллизующегося расплава может происходить либо при его затвердевании в виде эклогита (поле 5, давление ≥ 20 –23 кбар) или гранатового гранулита (поле 4, давление ≥ 13 –16 кбар), либо при переходе габбро (поле 3) в гранатовый гранулит. Отделение калия при кристаллизации гранатового гранулита (поле 4) маловероятно вследствие устойчивости в этих условиях полевых шпатов. Дополнительное отделение воды и вынос калия из системы будут происходить при переходе гранатового гранулита в эклогит, т.е. при дальнейшем уплотнении породы и полном распаде полевых шпатов и фельдшпатоидов с вхождением натрия в омфациит и освобождением калия и части натрия.

Д. Базальтоидные астенолиты, поднявшиеся тем или иным путем из астеносферного слоя к подошве коры, представляют столбообразные тела большой вертикальной протяженности, кристаллизация которых происходит в основном сверху вниз вследствие значительного снижения температур к поверхности Мохо (пологий наклон геотермы А на диаграммах фиг. 10) и подавленности конвекции из-за низкого содержания воды в расплаве. Постепенное опускание зоны кристаллизации и генерации флюидов вниз обуславливает изме-



Фиг. 10. Поля устойчивости эклогита, гранатового гранулитита и габбро для базальта (а), по Йодеру и Тилли [114], толеитового базальта (б), по Ито и Кеннеди [111], кварцевого толеита (в) и щелочного оливинового базальта (г), по Рингвуду и Грину [200]

1 - линия ликвидуса; 2 - линия солидуса; 3 - поле габбро или пироксенового гранулитита; 4 - поле гранатового гранулитита; 3', 4' - переходные зоны; 5 - поле эклогита; 5' - поле плагиоклазового эклогита; линии геотерм: А - максимальной "нормальной" (платформенной), по Е.А. Любимовой [17], В - океанических областей, С - докембрийских щитов, по Рингвуду и др. [201].

Штриховые линии показывают температуру и давление (глубину) перехода максимальной геотермы из поля гранатового гранулитита в поле эклогита

нение физико-химических параметров флюидов во времени, что в свою очередь определяет этапность в развитии вулканизма и различия состава магм разновозрастных вулканоплутонических комплексов.

Сформулированные положения позволяют следующим образом интерпретировать развитие магматизма Восточно-Сихотэ-Алинского пояса.

1. При внедрении апикальных выступов мантийных астенолитов в нижнюю кору под воздействием кондуктивного теплового потока и магматогенных флюидов может происходить частичное плавление базитового субстрата с образованием сначала кислых, а затем более основных (андезитовых, андезитобазальтовых и базальтовых) расплавов. К этому наиболее раннему этапу процесса селективного

плавления нижней коры относится образование куксинского, возможно, петрозуевского и других андезитовых комплексов сеноман-гуронского возраста. Синхронные лысогорские андезиты, отличающиеся от куксинских повышенным содержанием никеля и хрома, как указывалось выше, имеют иное происхождение. Они, вероятно, связаны с магмой, возникшей за счет плавления эклогитов в верхней мантии.

2. Позднее, при затвердевании небольших базальтовых астенолитов или верхних частей астенолитов большой радиальной протяженности, как видно из положения максимальной платформенной геотермы, которая может быть принята для орогенного этапа развития складчатых областей, могут генерироваться сравнительно низкотемпературные (менее 900° на глубине около 40 км) растворы, не несущие базальтического калия. Под воздействием этих растворов будет происходить селективное плавление базитового субстрата нижней коры с образованием риодацитовых магм, которые в Сихотэ-Алине послужили, очевидно, источником сенокских эффузивов ольгинской серии и связанных с ними интрузивов приморских гранитоидов.

Прямых доказательств образования огромных масс кислой магмы за счет селективного плавления базитового субстрата нижней коры для континентальной части Дальнего Востока не получено. Но Бранч, предложивший этот механизм для образования кислых эффузивов Северного Квинсленда Австралии, в качестве одного из главных доказательств своей концепции приводит низкую величину отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0,701$, установленную для спекшихся туфов указанного региона.

3. При затвердевании астенолитов умеренной радиальной протяженности (до глубин 56–68 км) могут отделяться растворы с температурой до 1100° , способные вызвать селективное плавление базитового субстрата и образование очагов андезитовой магмы в нижнем слое коры. Привнос базальтического калия и олова в этом случае маловероятен, но другие рудные элементы (F, S, Zn, Pb, W) могут поступать с интрателлурическими растворами. В этот этап глубинного эманационного процесса происходит формирование дальнегорского вулканоплутонического комплекса. Аналогичные по возрасту андезиты кавалеровского комплекса, имеющие высокое содержание никеля и хрома, подобно лысогорским андезитам, связаны с магмой более глубинного происхождения.

4. При затвердевании нижних частей астенолитов большой радиальной протяженности (свыше 56–68 км), когда базальтовая магма кристаллизуется в виде эклогита, отделяются наиболее высокотемпературные (выше 1100°) калийсодержащие интрателлурические растворы, относительно богатые рудными элементами, в том числе и калиофильным оловом. В зависимости от путей своего следования потоки таких растворов могут обеспечивать: 1) селективное плавление базитового субстрата нижней коры с образованием очагов оловоносной трахиандезитовой магмы; 2) привнос калия,

кремнекислоты, олова и других рудных элементов в очаги нормальной андезитовой магмы, образовавшиеся на предыдущем этапе процесса; 3) плавление кислой коры с образованием очагов калиевой оловоносной гранитоидной магмы; 4) привнос калия и рудных элементов в зоны метаморфизма-метасоматоза или непосредственно в зоны рудоотложения. К этому этапу глубинного эманационного процесса в Сихотэ-Алине относится формирование таких вулканоплутонических комплексов, как березовский, самаргинский, а также силинский в Комсомольском районе.

5. Уменьшению интенсивности теплового потока и опусканию геотерм к концу вулканического цикла соответствует кривая *B* или какая-то промежуточная линия между кривыми *B* и *C* на диаграммах фиг. 10. Геотермы *B* и *C* по отношению к геотерме *A* перемещены в сторону поля эклогита. Поэтому следует считать, что в конце вулканического цикла происходит эклогитизация тех частей астенолитов, которые в предыдущие этапы кристаллизовались в фации гранатового гранулита, и отделение остаточной порции калий-содержащих водных растворов с пониженной температурой (900–800°). Воздействие этих растворов на базитовый субстрат нижней коры вызывало, очевидно, селективное выплавление гранитной магмы, производными которой являлись богоспольские эффузивы, характеризующиеся преобладанием калия над натрием при общей относительной бедности щелочами.

Глава 10

ГЕОХИМИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОИДОВ ПРИМОРЬЯ И НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Кайнозойские базальтоиды широко распространены на территории Приморья и Нижнего Приамурья. Они слагают обширные базальтовые плато, а также многочисленные вулканические постройки, расчлененные по всей территории региона.

В геологической истории позднемелового-третичного вулканизма излияния базальтов происходили в эпоху послеорогенного тектономагматического развития Сихотэ-Алинской складчатой области. К первому этапу базальтового вулканизма относятся позднеэоценовые базальты кузнецовской (суворовской) свиты, развитые в Восточном Сихотэ-Алине (долины рек Зеркальной, Кузнецовой и др.).

Второй этап базальтового магматизма, приходившийся на неоген, характеризует эпоху перехода области завершённой складчатости к субплатформенному режиму. В миоцене образовались толеитовые базальты сандуганской (Приморье) и кизинской (Нижнее Приамурье)

свит, слагающие основания базальтовых плато; в плиоцене — толеиты шуфанской (Приморье) и совгаванской (Нижнее Приамурье) свит, венчающие разрезы базальтовых плато. В конце плиоценового и, возможно, в начале четвертичного периода происходило образование многочисленных вулканических аппаратов центрального типа, извергавших щелочные базальтоиды.

По данным И.И. Берсенева [54], центры базальтовых извержений были приурочены к трем группам разломов: 1) ограничивающим третичные впадины и в целом Западно-Приморскую равнину, 2) тяготеющие к Южному Сихотэ-Алинскому структурному шву, 3) расположенным вдоль побережья Японского моря.

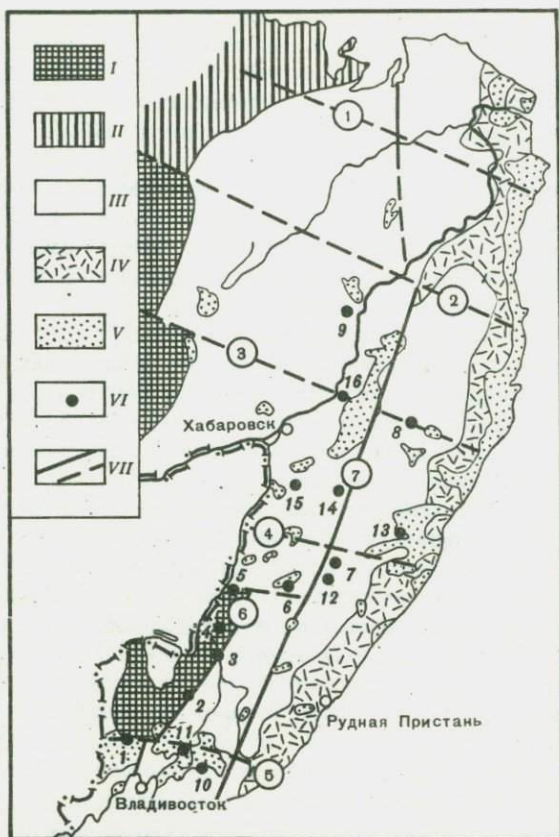
Базальты кизинской (сандуганской) и совгаванской (шуфанской) свит обнажаются на обширных пространствах в пределах южных плато Приморья — Борисовского и Шкотовского, контролируемых системой разломов Южного Сихотэ-Алинского шва, и в пределах восточных плато — Зевинского, Самаргинского и Совгаванского, контролируемых зоной прибрежных разломов.

Вулканические постройки и субвулканические тела щелочных базальтоидов (некки, трубки взрыва, дайки, штокообразные экструзии) располагаются вдоль Южного Сихотэ-Алинского и Западного Сихотэ-Алинского глубинных разломов. К первому из названных разломов, имеющему широтное направление, приурочены вулканы Боевский и Борисовский. В пределах меридиональной зоны Западного Сихотэ-Алинского разлома располагаются вулканы (с юга на север): Свягинский, Меркушовский, Медвежий, Кировский, Еленовский и Сальский. Вулканические аппараты локализованы в краевой части Ханкайского массива и прорывают различные гнейсы и кристаллические сланцы протерозойского возраста (фиг. 11).

Продолжением этой зоны на север является полоса выходов толеитовых и щелочных базальтов, протягивающаяся вдоль восточной окраины Уссури-Амурской депрессии через нижние течения рек Бикин и Хор (Святогорский вулкан) в бассейн реки Амур и к озеру Болонь (Синдинский, Болоньский).

Параллельно меридиональной зоне Западного Сихотэ-Алинского разлома протягивается цепочка вулканов, тяготеющая к Центральному Сихотэ-Алинскому глубинному разлому и проходящими здесь разломами субширотного направления. В южной ее части в пределах Шкотовского плато находятся вулкан Андриановский и Веселый, причем последний приурочен, очевидно, и к субширотному Южно-Сихотэ-Алинскому разлому. Севернее, в верхнем течении реки Дальней располагается вулкан Вострецовский, приуроченный, по-видимому, к широтному Уссуркинскому разлому, пересекающему верхнепалеозойские отложения Главного антиклинория Сихотэ-Алия.

Близ сочленения Центрального Сихотэ-Алинского разлома и широтного Южно-Бикинского разлома находится вулкан Дальний. В верхнем течении реки Бикин располагаются вулкан Верхне-Бикинский. На севере, в бассейне верхнего течения реки Анюй, в восточном



Фиг. 11. Схема размещения молодых вулканических образований в Сихотэ-Алинской складчатой области

I - срединные массивы; II - Монголо-Охотская область; III - Сихотэ-Алинская область; IV - Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; V - базальтовые плато; VI - вулканы щелочных базальтов (цифры на карте): 1 - Борисовский, Боевский, 2 - Свяягинский, Меркушевский, 3 - Медвежий, Кировский, Еленовский, 4 - Лесозаводский, 5 - Сальский, 6 - Вострещовский, 7 - Дальний, 8 - Верхне-Анхойская группа, 9 - Болоньский, 10 - Андриановский, 11 - Веселый, 12 - Средне-Арминский, 13 - Верхне-Бикинский, 14 - Средне-Хорский, 15 - Святогорский, 16 - Синдинский; VII - глубинные разломы (цифры в кружках на карте): 1 - Амгунский, 2 - Сонахско-Тумнинский, 3 - Анхойско-Ботчинский, 4 - Бикинский; 5 - Южно-Сихотэ-Алинский, 6 - Западно-Сихотэ-Алинский, 7 - Центрально-Сихотэ-Алинский

боку Центрального разлома и в зоне субширотного Ботчинского разлома обнаружена и изучена Е.П. Денисовым Анюйская группа вулканов.

По своему минеральному и химическому составу базальтоиды исключительно разнообразны. Классификация базальтоидов в связи с недостаточной раскристаллизованностью пород довольно сложна, поэтому мы используем систематику, учитывающую лишь главные петрографические типы [96, 49] и основанную преимущественно на расчете нормативных минеральных составов по системе CIPW [114, 78]. Соответственно этому выделяются три главные вулканические серии, включающие следующие виды базальтоидов:

I. Толейтовая серия

- 1) толейты пересыщенные (нормативный кварц и гиперстен);
- 2) толейты насыщенные (нормативный гиперстен);
- 3) толейты недосыщенные или оливиновые толейты (нормативный гиперстен и оливин);

II. Щелочная оливин-базальтовая серия

- 4) субщелочные оливиновые базальты (нормативный оливин);
- 5) щелочные оливиновые базальты (нормативный оливин и нефелин, причем количество последнего $\leq 7,5\%$);

III. Базанитовая серия

- 6) базаниты или нефелиновые и лейцит-нефелиновые базальты (нормативный оливин и нефелин $> 7,5\%$);
- 7) анкаратриты (нормативный оливин и нефелин $> 7,5\%$ при отсутствии нормативного альбита).

Среди базальтов плато наиболее широко распространены толейты первого типа (пересыщенные); в подчиненном количестве среди них встречаются породы второго и третьего типов. Кроме того, в толейтовой серии присутствуют андезит-базальты ($\text{SiO}_2 - 52-57\%$)

В щелочной оливин-базальтовой серии субщелочные оливиновые базальты слагают вулканы Боевский и Борисовский и встречаются в Святогорском вулкане. Щелочные оливиновые базальты слагают вулканы Андриановский, Виноградовский, Вострецовский, Верхне-Бикинский, Средне-Хорский и Святогорский.

В базанитовой серии базаниты слагают вулканы Свягинский, Медвежий, Кировский, Еленовский, Сальский, Средне-Арминский, Дальний, Анюйский, Болоньский и встречаются в Вострецовском и Святогорском вулканах. В Меркушовском, Медвежем, Еленовском, Дальнем, Болоньском вулканах обнаруживаются, кроме базанитовых, анкаратритовые разновидности базальтов.

ТОЛЕЙТОВАЯ СЕРИЯ

Полученные нами данные по изучению толейтовых базальтов плато и отдельных вулканических построек позволяют выделить в толейтовой серии вулканические поля, характеризующиеся различным типом дифференциации магмы. Так, для Борисовского плато, сформир-

Таблица 58

Химический и нормативный состав толеитовых и субщелочных оливино-

Компо- ненты	1(3)	2(2)	3(4)	4(7)	5(8)
SiO ₂	51,32	54,43	53,65	56,79	51,80
TiO ₂	1,40	1,19	0,95	1,75	1,71
Al ₂ O ₃	15,59	15,16	16,47	14,94	15,78
Fe ₂ O ₃	4,17	5,70	3,52	2,78	3,80
FeO	6,68	4,77	5,77	5,50	7,06
MnO	0,14	0,16	0,14	0,09	0,14
MgO	6,59	6,05	6,06	4,67	5,55
CaO	7,82	7,05	8,22	5,32	7,43
Na ₂ O	3,13	3,26	3,38	2,64	3,22
K ₂ O	0,65	0,93	0,56	2,95	1,21
H ₂ O ⁺	1,51	0,61	0,65	1,59	1,12
H ₂ O ⁻	0,29	0,04	0,23	0,41	0,22
P ₂ O ₅	0,18	0,30	0,22	0,60	0,43
Сумма	99,56	99,65	99,82	99,43	99,47
Or	3,19	5,36	3,40	18,11	7,43
Ab	26,88	27,83	28,66	19,93	25,81
Ne	-	-	-	-	-
An	26,21	24,32	28,66	19,93	25,81
Di	9,05	7,20	7,31	2,55	7,41
Hy	17,82	14,14	14,53	16,14	18,05
Ol	-	-	0,84	-	-
Mt	8,07	8,42	5,19	3,52	5,48
Ilm	2,82	2,22	1,87	3,42	3,55
Ap	0,79	0,65	0,35	1,44	1,02
Q	5,14	9,84	5,47	11,92	4,27

Примечание. Плато, вулканы и выходы: 1-2 - Борисовское (кварцевые толеиты и андезито-базальты); 3 - Чернятинский; 4 - Барановский; 5-7 - Шкотовское (5 - кварцевые толеиты, 6 - железистые оливиновые толеиты, 7 - оливиновые толеиты окраин); 8 - Зеркальненский; 9 - Кизинский; 10 - Де-Кастринский; 11 - Шишловский; 12 - Боевский; 13 -

вых базальтов Приморья и Нижнего Приамурья

6(7)	7(8)	8(4)	9(2)	10(4)	11(4)	12(4)
49,29	49,74	50,53	53,29	50,00	55,34	48,61
2,20	1,47	1,59	0,84	1,48	1,12	1,76
16,27	16,17	17,32	18,16	17,37	18,23	14,04
4,08	4,32	5,31	4,50	6,13	4,64	2,80
8,68	5,78	5,33	4,56	4,57	2,75	7,63
0,16	0,22	0,21	0,17	0,20	0,16	0,16
4,30	7,21	5,13	5,28	4,98	3,93	9,49
6,44	8,27	8,45	7,55	7,69	6,35	7,54
3,69	3,22	3,19	2,73	2,88	4,03	3,13
1,74	1,08	1,21	1,12	1,47	2,15	1,88
1,59	0,63	0,60	1,32	1,45	0,48	0,61
0,37	0,33	0,40	0,11	0,46	0,16	1,11
0,68	0,60	0,53	0,41	1,02	0,52	0,61
99,49	99,04	99,80	100,04	99,27	99,86	99,37
10,34	5,80	7,09	7,11	8,90	12,58	11,72
22,56	23,08	29,10	25,12	24,61	34,39	25,31
-	-	-	-	-	-	2,80
22,56	23,08	29,10	21,03	30,04	25,45	19,49
3,98	13,04	5,17	10,37	1,68	2,08	11,18
12,37	17,70	15,04	12,72	15,35	11,88	5,94
5,33	10,14	3,05	-	-	-	18,35
5,93	4,85	7,19	6,90	7,80	5,25	4,08
4,15	2,80	2,88	1,61	2,97	2,13	3,39
1,67	1,29	2,37	2,15	2,47	1,31	1,58
-	-	-	12,98	6,09	4,93	-

Борисовский; 14 - поток Вострецовского вулкана; 15 - Сарapultский; 16 - Синдинский (субщелочные оливиновые базальты); 17 - Святогорский; 18 - Синдинский (трахиандезито-базальты). Аналитики М.М. Дербаремдикер, Т.Г. Ватутина.

Таблица 58 (окончание)

Компо- ненты	13(9)	14(5)	15(3)	16(4)	17(3)	18(5)
SiO ₂	50,52	47,35	48,15	48,17	49,81	53,82
TiO ₂	2,05	2,04	1,74	1,60	2,13	1,75
Al ₂ O ₃	15,32	14,71	14,55	15,04	15,64	19,13
Fe ₂ O ₃	3,93	1,93	2,92	6,21	5,08	4,46
FeO	6,58	8,82	7,34	5,14	5,58	2,58
MnO	0,18	0,18	0,19	0,19	0,21	0,09
MgO	6,65	9,96	9,19	8,41	5,04	1,74
CaO	6,80	7,78	7,88	8,22	6,68	6,10
Na ₂ O	3,65	3,00	2,93	3,16	4,47	3,98
K ₂ O	2,39	1,68	2,14	1,51	2,95	4,15
H ₂ O ⁺	0,38	1,40	1,81	1,44	0,91	1,05
H ₂ O ⁻	0,54	0,30	0,44	0,31	0,00	0,18
P ₂ O ₅	0,38	0,58	0,52	0,62	0,95	0,86
Сумма	99,37	99,73	99,80	100,02	99,45	99,89
Or	14,39	10,50	12,80	9,32	17,52	24,81
Ab	31,40	22,65	22,74	27,14	31,95	34,21
Ne	-	-	-	-	3,55	-
An	18,53	22,65	19,44	22,52	14,13	21,78
Di	8,91	10,89	13,66	12,54	10,92	3,42
Hy	8,40	4,26	10,08	6,93	1,77	4,99
Ol	6,92	17,75	14,10	8,02	7,01	-
Mt	5,90	2,23	4,32	9,02	6,54	5,35
Ilm	3,95	3,74	3,39	3,00	4,11	3,38
Ap	1,60	1,45	1,25	1,49	2,16	2,11
Q	-	-	-	-	-	2,94

ровавшегося на складчатом палеозойском фундаменте Гродековской области, характерно широкое распространение пересыщенных и насыщенных толеитов и андезитовых толеитов (андезито-базальтов), образующих либо отдельные потоки, чередующиеся с потоками толеитов (вулкан Чернятинский), либо самостоятельные вулканические постройки (вулкан Барановский). В пределах Шкотовского плато андезитовые толеиты встречаются только в юго-западной части (район поселка Смоляниново), относящейся к области палеозойской

складчатости, тогда как восточная, центральная и северная части плато, развившиеся на фундаменте Южно-Приморской зоны, отличаются распространением кварцсодержащих толеитов и оливиновых толеитов как нормального типа, так и разностей с повышенным содержанием железа и щелочей. Наконец, в отдельных участках восточного побережья Приморья и Нижнего Приамурья нами встречены толеитовые базальты с повышенным содержанием глинозема, аналогичные высокоглиноземистым толеитам Курило-Камчатской островной дуги. Эти толеиты относятся к кузнецовской свите эопена (долина р. Зеркальной) и к миоценовой кизинской свите (нижнее течение р. Амур).

Таким образом, толеитовая серия подразделяется нами на три субсерии: а) с накоплением кремнекислоты и щелочей в конечных дифференциатах (андезито-базальты), характерным для известково-щелочных серий складчатых областей; б) с направлением дифференциации в сторону накопления железа в расплавах, характерным для платформенных образований (тип Скаэргардской интрузии) и в) субсерию пород с дифференциацией первого типа, но отличающуюся повышенной глиноземистостью.

В разрезах базальтового плато и в вулкане Чернятинском с потоками толеитов чередуются потоки андезито-базальтов, отличающиеся более светлой окраской и более значительной раскристаллизованностью основной массы. Андезито-базальты целиком слагают также вулкан Барановский. Базальты этой субсерии темные или серые, пористые в верхних частях потоков и более плотные в нижних. Нижние горизонты пород имеют тонкозернистую текстуру, верхние слои в большей степени раскристаллизованы, содержат меньше стекла и больше вторичных минералов. В базальтах плато присутствуют вкрапленники ромбического пироксена (энстатит с 15–20 мол. % ферросилита) и плагиоклаза (№ 62–66). Структура базальтов толеитовая, иногда микропорфировая, основная масса состоит из крупных лейст плагиоклаза, округлых скоплений или дендритов рудного минерала, темного стекла, изредка присутствуют цеолит и хлорит. Химические составы толеитов этой субсерии, приведенные в табл. 58, относятся к формации толеитов молодых платформ, по В.А. Кутюлину [144]. Кремнекислотность и щелочность увеличивается в андезитовых толеитах Чернятинского и Барановского вулканов в сравнении с толеитами Борисовского плато, содержание глинозема несколько выше в породах Чернятинского вулкана. По сравнению с толеитами андезито-базальты Чернятинского вулкана имеют более высокое содержание кремнекислоты и щелочей; в породах Барановского вулкана, которые по существу представляют собой андезиты, падают содержания магния, кальция, железа, алюминия и натрия, но резко возрастают содержания кремнекислоты и окиси калия.

Изменение химизма пород данной субсерии, вероятнее всего, обусловлено процессами дифференциации в магматических очагах, прежде всего кристаллизационной дифференциацией, а именно отсадкой оливина и пироксенов и обогащением магматического остатка

Таблица 59

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в толеитовых и субщелочных

Элемент	1(33)	2(26)	3(15)	4(29)	5(12)	6(30)
Ni	235	151	75	154	34	133
Co	39	50	36	69	61	77
Cr	238	356	89	129	19	217
V	135	201	64	49	72	119
Cu	51	128	44	18	28	120
Zn	105	121	67	59	67	55
Pb	2,6	3,8	4,4	2,8	1,2	1,2
Ag	0,15	0,11	0,01	0,027	0,032	0,026
Au*	0,4	-	-	5,1	-	-
Mo	0,8	1,6	0,6	1,2	1,0	0,9
Sn	2,0	2,8	2,4	1,7	2,7	2,6
W	1,3	1,8	0,8	1,4	0,7	1,7
Ga	20	38	28	35	34	21
Zr	45	92	58	54	38	63
B	1,0	1,0	1,1	2,8	0,8	1,4
F	64	45	-	53	-	146
Ni/Co	6,03	3,02	2,07	2,23	0,50	2,43
Cr/V	1,76	1,77	1,41	2,63	0,26	1,38

Примечание. Плато, вулканы и выходы. 1 - Борисовское, 2 - Чернятинский, 3 - Барановский, 4-6 - Шкотовское (4 - кварцевые толеиты, 5 - оливиновые толеиты, 6 - оливиновые толеиты окраин), 7 - Зеркальненский, 8 - Кизицкий, 9 - Де-Кастринский, 10 - Шишловский, 11 - Боевский, 12 - Борисовский, 13 - поток Вострецовского вулкана, 14 - Сара-

кремнекислотой и калием. С другой стороны, щелочи по сравнению с кремнеземом являются более подвижными при магматических процессах вследствие чего накопление калия в остаточных расплавах может происходить более интенсивно, чем накопление кремнекислоты [131].

Содержание микроэлементов в породах описанной субсерии приведено в табл. 59. Как видно из таблицы, толеиты Борисовского плато отличаются наиболее высоким содержанием никеля, превосходящим кларк основных пород, и соответственно повышенным отношением никеля к кобальту. Содержание большей части других микроэлементов близко к кларковым величинам. В андезитовых толеитах Чернятинского вулкана соответственно их повышенной кремнекислотности содержание никеля значительно ниже, чем в толеитах плато. Однако содержание других сидерофилов (Co, Cr, V, Cu), а также большинства литофильных элементов (Pb, Mo, Sn, W, Ga, Zr) заметно превосходит их содержание в толеитах плато. Причины этих различий неясны. Андезиты Барановского вулкана соответственно их составу характеризуются относительно невысокими содержаниями

оливиновых базальтах Приморья и Нижнего Приамурья

	7(12)	8(14)	9(11)	10(21)	11(20)	12(17)	13(17)
	71	27	40	19	465	328	165
	27	8,2	13	9,8	88	110	47
	98	61	65	19	658	397	120
	135	30	63	43	315	536	56
	44	17	18	7,7	111	113	66
	80	99	130	45	65	148	98
	9,6	4,0	15	4,1	1,8	3,7	2,7
	0,040	0,019	0,055	0,012	0,15	0,12	0,021
	-	2,6	2,7	1,5	1,1	2,1	0,13
	-	0,8	0,8	0,8	1,2	0,5	5,3
	3,3	1,3	1,7	1,5	3,3	4,6	1,6
	-	0,4	0,5	0,7	2,2	1,4	0,8
	106	6,8	8,9	6,3	28	39	24
	122	35	56	61	96	124	44
	-	2,3	1,3	2,7	3,7	2,2	1,0
	175	-	-	-	288	186	-
	2,62	3,30	3,11	1,97	2,98	4,51	3,51
	0,73	2,05	1,03	0,45	0,74	1,93	2,14

пульский, 15 - Синдинский (субщелочные оливиновые базальты), 16 - Святогорский, 17 - Синдинский (трахиандезито-базальты), 18-19 - кларковые содержания элементов (18 - базальты, 19 - андезиты). Анализы выполнены Э.Д. Голубевой и В.М. Брюхно.* - мг/т.

сидерофильных элементов. Но концентрация в них никеля, кобальта и хрома выше кларка средних пород. По сравнению с толеитами андезиты также содержат меньше цинка, серебра, молибдена, вольфрама и больше свинца и олова, концентрация же всех других литофилов падает. Низкое содержание в андезитах бора и свинца - элементов, находящихся в повышенных концентрациях в кислых и осадочных породах, не позволяет в данном случае связывать образование андезитовых расплавов с ассимиляцией толеитовой магмой кислых магматических и осадочных пород земной коры.

В отличие от первой субсерии, имеющей гомодромный путь развития, вторая субсерия имеет антидромный путь дифференциации: от кварцевых толеитов к оливиновым. Яркий пример изменения химизма базальтов от кварцевых к оливиновым являются разрезы Шкотовского плато в районе с. Виноградовка. Породы, подстилающие щелочно-базальтовый вулкан Веселый, представляют собой пересыщенные кварцевые толеиты, выше обнаруживаются потоки оливиновых базальтов. Последние имеют очень большое распространение на Шкотовском плато; оливиновыми толеитами в различных участ-

Таблица 59 (окончание)

Элемент	14(18)	15(22)	16(12)	17(33)	18	19
Ni	189	86	89	46	160	55
Co	89	34	44	30	45	10
Cr	355	282	169	40	200	50
V	159	87	232	46	200	100
Cu	63	21	91	69	100	35
Zn	69	60	106	73	130	72
Pb	4,4	1,3	6,5	2,4	8	15
Ag	0,047	0,015	0,16	0,023	0,1	0,07
Au*	0,7	3,2	1,7	3,4	4	-
Mo	2,0	4,3	-	1,9	-	0,9
Sn	3,4	2,3	2,5	1,6	1,5	-
W	2,6	2,4	-	0,7	1,0	1,0
Ga	32	22	60	18	18	20
Zr	56	37	161	190	100	260
B	1,0	1,4	1,0	1,3	5	15
F	-	347	180	-	370	500
Ni/Co	2,12	2,53	2,01	1,53	3,56	5,5
Cr/V	2,23	3,24	0,73	0,87	1,00	0,5

ках сложены верхние горизонты покровов плато, кроме того, множество мелких выходов по окраинам плато представлены базальтами, в нормативный состав которых входит гиперстен и оливин.

По минеральному и химическому составу, а также текстурно-структурным особенностям кварцевые толеиты Шкотовского плато близки к толеитам Борисовского плато. Оливиновые толеиты Шкотовского плато представлены двумя разновидностями. Для пород виноградского разреза характерно пониженное содержание кремнекислоты и повышенное содержание железа и щелочей по сравнению с подстилающими кварцевыми толеитами. В оливиновых толеитах окраин плато снижение кремнекислотности не вызывает увеличения железистости и щелочности, напротив, уровни их даже несколько снижаются. Это позволяет нам предполагать, что оливиновые толеиты виноградского разреза образовались в результате процесса дифференциации насыщенной кремнекислотой толеитовой магмы в промежуточных, неглубоко залегающих магматических очагах в условиях низкого парциального давления кислорода и водяных паров, когда происходило накопление железа, щелочей и титана. Данная схема дифференциации подтверждается экспериментами Осборна [181]. Понижение кремнекислотности железистого остатка и появление оливина при таком типе процесса дифференциации связано с частичной отсадкой железистых пироксенов. Происхождение оливиновых толеитов окраин плато, вероятно, связано с поступлением оливин-толеитовой магмы с более значительных глубин.

Полученные геохимические данные по распределению микроэлементов в описываемой субсерии пород превосходно подтверждают

намеченную схему дифференциации. В железистых оливиновых толеитах виноградовского разреза резко снижается содержание никеля и хрома и возрастает содержание ванадия, в результате чего существенно меняются величины индикаторных отношений Ni/Co и Cr/V . Дифференциация не влияет на перераспределение литофильных элементов, из исключения олова, концентрация которого повышается вследствие повышения концентрации калия в железистых толеитах.

Субсерия высокоглиноземистых толеитов представлена оливиновыми толеитами бассейна р. Зеркальной (кузнецовская свита эопена) и комплексом андезитовых толеитов кизинской свиты Нижнего Приамурья (оз. Кизи, бухта Де-Кастри, вулкан Шишловский). Для кизинской свиты установлен антидромный тип эволюции магматизма: нижняя толща ее представлена андезитовыми толеитами (оз. Кизи), а верхняя пересыщенными толеитами (бухта Де-Кастри). Вероятно, наиболее поздним членом данной серии являются андезитобазальты Шишловского вулкана, которые по сравнению с породами оз. Кизи и бухты Де-Кастри обогащены кремнекислотой и щелочами и содержат меньше магния.

Общей чертой этих пород является высокое содержание в них глинозема (табл. 58), причем содержание глинозема увеличивается с ростом кремнекислотности.

Полученные данные по распределению микроэлементов в породах высокоглиноземистого варианта толеитовой серии (табл. 59) показали, что все они отличаются значительно более низкими содержаниями сидерофильных элементов по сравнению с соответствующими породами двух первых серий (за исключением высокожелезистых толеитов). Причем отношение никеля к кобальту имеют такие же величины, как в породах первых двух серий, а величины отношений хрома к ванадию, в противоположность последним, в общем ниже, а иногда и меньше единицы. Кроме того, в породах этой серии содержится меньше таких литофилов как Mo , Sn , W , Ga .

ЩЕЛОЧНАЯ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВАЯ СЕРИЯ

Щелочная оливин-базальтовая серия представлена субщелочными оливиновыми базальтами (нормативный оливин) и щелочными оливиновыми базальтами (нормативный оливин и нефелин $\leq 7,5\%$). Субщелочные оливиновые базальты, слагающие вулканы Боевский и Борисовский, плато Средне-Амурское (с. Сарапульское) и плато вблизи Вострецовского вулкана выделяются в субщелочную субсерию. К последней относятся субщелочные оливиновые базальты Святогорского и Синдинского вулканов.

Собственно щелочная оливин-базальтовая субсерия представлена щелочными оливиновыми базальтами Андриановского, Веселого, Вострецовского, Верхне-Бикинского и Средне-Хорского вулканов. Ниже приводится характеристика вулканов и выходов, относящихся к субщелочной и щелочной субсериям.

Боевский вулкан расположен в 25 км к северо-западу от г. Уссурийска на правом берегу р. Раздольная возле хутора Боева. От вулкана сохранился небольшой останец, представленный неким и частью потока [156], который образует правильный усеченный конус высотой около 25 м и довольно крутыми (30–40°) склонами.

Борисовский вулкан расположен в 10 км западнее г. Уссурийска на правом берегу р. Раздольной. Вулкан представляет собой небольшую плоскую возвышенность овальной формы, сложенную агломеративными туфами (шлаковый конус) и покровами базальтов. Туфы располагаются в центральной верхней части вулкана, залегая на измененных процессах выветривания пористых базальтах потока, мощностью до 40 м. Верхние потоки вулкана представлены грубопористыми базальтами, постепенно переходящими в слабопористые; в основании находятся темные плотные породы с раковистым изломом и стекловатой структурой. Базальты центральной нектровой части содержат ксенолиты лерцолитового состава, достигающие 7–8 см в поперечнике.

Е.Ф. Малеевым [156] изучен и подробно описан Святогорский вулкан, находящийся к востоку-юго-востоку от города Хабаровска на левом берегу р. Хор вблизи с. Святогорье. Вулкан имеет вид усеченного конуса, диаметр конуса 750 м, высота 60 м. Туфы подстилают покров базальтов видимой мощности около 40 м. Выходы темно-серого базальта прослеживаются на 3 км в меридиональном направлении и на 5 км в широтном.

Синдинский вулкан расположен на правом берегу правой протоки р. Амур в 100 км на северо-восток от г. Хабаровска возле оз. Синда. Е.Ф. Малеев считает, что фундамент шлакового конуса вулкана сложен андезито-базальтами и их туфами; судить о его строении можно в настоящее время лишь по небольшим останцам туфов. Андезито-базальты, по-видимому, являются более древними, т.к. они занимают обширную площадь и залегают ниже базальтов. Последние слагают остатки вулканической постройки и экструзию, которая образует мощное штокообразное тело.

Химический состав базальтов субщелочной подсерии приведен в табл. 58. Как видно из таблицы, оливиновые базальты Боевского вулкана содержат меньше кремнекислоты и щелочей в сравнении с базальтами Борисовского вулкана и больше магния, в связи с чем в базальтах Боевского вулкана появляется нормативный оливин. Субщелочные оливиновые базальты Боевского и Борисовского вулканов относятся к базальтам континентальной оливин-базальтовой формации, по В.А. Кутолину [144]. Учитывая близость вулканических построек этих вулканов, можно считать базальты Борисовского вулкана дифференциатами базальтов Боевского. В пользу этого предположения свидетельствует уменьшение содержания никеля и хрома и увеличение содержания кобальта, ванадия и циркония в борисовских базальтах.

Химический состав субщелочных оливиновых базальтов Синдинского вулкана, Средне-Амурского плато и потока Вострецовского

очень близок к составу субщелочных оливиновых базальтов Боевского вулкана и так же как он относится к континентальной оливин-базальтовой формации.

В щелочных оливиновых базальтах Святогорского вулкана наряду с увеличением кремнекислотности значительно возрастает щелочность (сумма Na_2O и K_2O равна 6,42 вес. %) и уменьшается содержание магния, что позволяет предполагать, что щелочные оливиновые базальты Святогорского вулкана образовались из оливин-толеитовой магмы, имеющей состав субщелочных оливиновых базальтов Средне-Амурского плато, в результате кристаллизационной дифференциации и отсадки оливина. Действительно, содержания фемфильных элементов в субщелочных оливиновых базальтах Святогорского вулкана в 2–3 раза ниже, чем в сарапульских базальтах (табл. 59, а содержание циркония выше более чем в 3 раза.

Андезиты, находящиеся в основании Синдинского вулкана, в отличие от оливиновых базальтов, слагающих вулкан, имеют чрезвычайно высокую щелочность (сумма щелочей равна 8,13 вес. %), особенно содержание калия (4,15% K_2O), и низкое содержание магния (1,74% MgO). Концентрация никеля в андезито-базальтах Синдинского вулкана почти вдвое ниже, чем в базальтах, к тому же величины отношений никеля к кобальту и хрома к ванадию значительно падают по сравнению с аналогичными отношениями в базальтах Синды.

Отмеченные геохимические различия андезито-базальтов и субщелочных оливиновых базальтов Синдинского вулкана позволяют считать андезито-базальты конечным дифференциатом оливин-базальтовой магмы (Средне-Амурское плато), промежуточными продуктами которой являются субщелочные оливиновые базальты Синдинского и Святогорского вулканов. Следовательно, более раннее извержение андезитовой магмы в Синдинском вулкане связано с тем, что дифференциация магмы в промежуточном (вероятно, относительно глубоко залегающем) очаге произошла до образования вулканической постройки. Благодаря этому, андезито-базальтовый расплав, обособившийся в верхней части камеры, поднялся на поверхность ранее извержения субщелочной оливин-базальтовой магмы, заполнявшей нижнюю часть магматического очага.

Из числа вулканов, относящихся к собственно-щелочной субсерии, относительно хорошо изучены только Вострецовский. Обнаруженные в последнее время вулканы Верхне-Ануйской группы (Е.Д. Денисов) и вулкан Веселый (В.С. Иванов), находятся в стадии первоначального изучения. Все другие выходы – Андриановский (Е.Е. Абрамова), Верхне-Бикинский (А.В. Олейников), Средне-Хорский (Г.Н. Степанов) представлены пока делювиальными свалами крупных глыб базальтов с ксенолитами лерцолитов.

Вострецовский вулкан находится на правом берегу среднего течения р. Большая Уссурка северо-восточнее поселка Вострецово. Останец некрова части вулкана вскрывается крутым обрывом реки. Породы представлены плотными и пористыми темны-

Таблица 60

Химический и нормативный состав щелочных оливиновых базаль-

Компонент	1(1)	2(6)	3(3)	4(3)
SiO ₂	45,95	47,36	45,34	49,11
TiO ₂	1,80	1,66	1,83	2,17
Al ₂ O ₃	14,40	14,77	13,44	16,17
Fe ₂ O ₃	1,98	3,02	2,66	2,73
FeO	8,86	6,22	8,31	6,70
MnO	0,15	0,21	0,18	0,16
MgO	9,64	9,18	11,44	6,96
CaO	7,70	6,16	7,54	5,53
Na ₂ O	3,14	3,60	3,48	4,99
K ₂ O	2,37	3,29	2,63	1,95
H ₂ O ⁺	2,40	2,70	2,27	1,77
H ₂ O ⁻	0,61	0,26	0,25	0,47
P ₂ O ₅	0,69	0,93	0,78	1,1
Сумма	99,77	99,36	100,15	99,81
Or	14,37	20,01	17,62	11,62
Lc	-	-	-	-
Ab	20,58	22,83	15,77	33,91
Ne	3,81	4,56	7,18	4,78
An	18,68	14,75	13,15	16,20
Di	11,85	8,50	16,01	7,15
Hy	-	-	-	-
Ol	22,33	18,61	22,69	14,88
Mt	2,82	4,98	3,21	3,38
Ilm	3,61	3,56	3,46	4,19
Ap	1,74	2,18	1,90	2,66
Q	-	-	-	-

тов и базанитов Приморья и Нижнего Приамурья

	5(6)	6(3)	7(6)	8(3)	9(3)	10(4)
	47,39	46,17	40,96	41,87	39,77	42,62
	1,80	2,27	2,42	2,24	1,79	2,47
	13,85	14,67	13,10	12,44	11,67	13,46
	2,33	1,63	5,31	7,09	5,72	3,13
	7,08	9,60	7,03	4,99	8,29	8,09
	0,19	0,18	0,22	0,19	0,26	0,20
	12,82	8,39	11,08	10,57	11,92	11,72
	6,39	7,85	9,96	9,99	10,49	8,87
	3,27	3,72	4,45	4,77	4,42	3,68
	1,82	2,72	2,79	1,93	1,70	1,90
	2,13	1,19	1,03	2,03	2,09	2,63
	0,17	0,17	0,14	0,33	0,19	0,19
	0,81	0,66	1,48	1,16	1,21	1,05
	100,05	99,22	99,97	99,60	99,52	100,01
	9,59	17,71	11,24	7,37	8,31	11,24
	-	-	4,42	-	0,85	-
	24,10	11,39	-	8,14	1,96	8,47
	3,09	8,44	20,70	18,52	19,21	9,37
	19,28	15,47	7,43	7,31	6,95	14,84
	6,26	18,30	23,88	27,88	31,33	18,29
	5,27	-	-	-	-	-
	24,42	20,04	14,51	10,62	14,35	21,59
	3,57	2,64	7,84	9,73	10,68	5,43
	3,46	4,45	4,63	4,45	3,47	4,80
	1,99	1,37	3,76	2,81	2,78	4,43
	-	-	-	-	-	-

Таблица 60 (окончание)

Компонент	11(3)	12(3)	13(1)	14(4)	15(4)
SiO ₂	39,96	43,93	43,12	43,37	44,44
TiO ₂	2,35	1,97	3,16	2,58	2,14
Al ₂ O ₃	12,06	13,61	13,25	13,92	14,24
Fe ₂ O ₃	4,65	5,91	2,90	2,35	4,63
FeO	9,42	6,07	8,01	9,11	6,16
MnO	0,23	0,21	0,24	0,28	0,26
MgO	11,14	8,74	10,53	11,70	9,70
CaO	10,27	8,79	7,27	7,85	7,94
Na ₂ O	3,88	5,29	3,60	4,24	4,40
K ₂ O	1,73	2,36	3,30	2,93	3,77
H ₂ O ⁺	2,50	1,15	3,43	0,54	0,41
H ₂ O ⁻	0,15	0,18	0,00	0,20	0,06
P ₂ O ₅	1,27	1,11	1,18	0,80	1,11
Сумма	99,61	99,32	99,99	99,87	99,26
Or	10,00	14,36	20,22	17,64	22,20
Lc	0,86	-	-	-	-
Ab	2,60	10,88	8,16	2,62	4,38
Ne	16,47	18,82	12,68	16,08	18,06
An	10,34	6,34	10,68	9,67	8,08
Di	24,80	24,35	14,98	18,86	19,35
Hу	-	-	-	-	-
Ol	17,25	10,09	19,86	22,89	14,34
Mt	10,41	8,67	4,33	3,34	6,79
Ilm	4,49	3,86	6,30	4,81	4,14
Ap	2,88	2,63	2,79	2,51	2,63
Q	-	-	-	-	-

Примечание. Вулканы: 1 - Андриановский, 2 - Веселый, 3 - Фострещовский, 4 - Верхне-Бикинский, 5 - Средне-Хорский, 6 - Верхне-Анжуйская группа, 7 - Меркушовский, 8 - Свягинский, 9 - Медвежий, 10 - Кировский, 11 - Еленовский, 12 - Сальский, 13 - Средне-Арминский, 14 - Дальний, 15 - Болоньский. Аналитики М.М. Дербаремдикер, Т.Г. Ватутина.

ми серо-зелеными и серыми базальтоидами брекчиевой текстуры. В основании разреза находятся более плотные, выше – пористые базальты; для обеих разновидностей характерно присутствие вкрапленников и ксенокристаллов оливина и пироксена и ксенолитов перцолитового состава размером до 7–8 см в поперечнике.

Химические анализы базальтов собственно-щелочной субсерии приведены в табл. 60. Состав щелочных оливиновых базальтов отличается вариацией содержаний кремнекислоты (45,34% – 49,11%), глинозема (13,44% – 16,17%), магнезия (6,96% – 12,82%) и калия (1,82% – 3,29%). Нормативный состав базальтов соответственно имеет вариации ортоклаза (9,59% – 20,01%), альбита (11,39% – 33,91%), нефелина (3,09 – 8,44%), диопсида (7,15% – 16,39%) и оливина (14,88% – 22,69%). Щелочные оливиновые базальты по химизму относятся к континентальной оливин-базальтовой формации.

При сравнении химических составов щелочных оливиновых базальтов отдельных вулканов обращает на себя внимание близость состава базальтов Андриановского вулкана составу базальтов Вострецовского вулкана, однако базальты Вострецовского вулкана в большей степени обогащены щелочами. Кроме того, химический состав базальтов вулкана Веселого близок составу пород Средне-Хорского выхода, отличие этих составов лишь в большем содержании магнезия и меньшем содержании щелочей в базальтах Средне-Хорского выхода в сравнении с базальтами вулкана Веселого. В щелочных оливиновых базальтах Верхне-Бикинского вулкана содержатся наименьшие концентрации магнезия в сравнении со средним уровнем описываемой субсерии и наибольшее – кремнекислоты и глинозема.

Среднее содержание микроэлементов в щелочных оливиновых базальтах приведено в табл. 61. Ее анализ показывает, что характерной чертой базальтов большинства вулканов является высокое содержание элементов группы железа, превышающие их кларковые содержания в базальтах. Несколько понижено содержание ванадия и хрома в щелочных базальтах вулкана Веселого. Редким исключением являются щелочные базальты Верхне-Анжуйской группы вулканов, содержание микроэлементов в которых в 4–8 раз ниже кларковых концентраций. Интересно заметить, что содержание циркония в породах Веселого и Верхне-Анжуйских вулканов выше, чем в базальтах других вулканов субсерии. Но особенно высокие содержания рудных элементов, независимо от содержания циркония появляются в базальтах вулкана Вострецовского (5,3 г/т Mo, 2,7 г/т Sn) и Верхне-Бикинского выхода (2,3 г/т Mo, 9,8 г/т Sn).

Отношение Ni/Co в щелочных оливиновых базальтах выше его кларковой величины, за исключением Средне-Хорского вулкана (Ni/Co = 2,66). Отношения Cr/V в базальтах субсерии во всех вулканах выше единицы, величина его колеблется от 5,84 в породах Средне-Хорского выхода до 1,19 в породах Андриановского вулкана.

Таблица 61

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в щелочных оливино-Приамурья

Элемент	1(1)	2(23)	3(24)	4(3)
Ni	380	240	369	317
Co	63	39	66	61
Cr	250	139	376	643
V	210	60	167	183
Cu	85	9,5	131	23
Zn	110	72	47	66
Pb	35	7,8	2,8	8,3
Ag	2,0	0,032	0,024	0,074
Au*	-	1,1	1,3	-
Mo	0,6	2,0	5,3	2,3
Sn	6,6	1,9	2,7	9,8
W	0,4	0,8	2,7	0,7
Ga	19	26	23	23
Zr	66	90	50	47
B	1,0	2,7	1,0	1,0
F	-	-	-	-
Ni/Co	6,03	6,15	5,59	5,20
Cr/V	1,19	2,32	2,2	3,51

Примечание. Номера выборок см. табл. 60. Аналитики В.М. Брюхно, Э.Д. Голубева. * мг/т.

Таблица 61 (окончание)

Элемент	11(13)	12(19)	13(1)	14(21)	15(17)
Ni	312	470	710	379	133
Co	59	97	60	44	55
Cr	211	579	95	515	409
V	164	442	130	91	203
Cu	222	79	33	53	120
Zn	51	61	89	65	54
Pb	2,3	2,8	3,8	3,1	4,8
Ag	0,020	0,12	0,032	0,026	0,047
Au*	-	1,0	-	1,9	0,9
Mo	7,0	8,8	8,0	7,2	5,6
Sn	3,1	4,3	5,6	2,6	2,2
W	3,8	3,7	2,7	2,7	2,7
Ga	15	41	37	23	27
Zr	67	226	50	41	129
B	< 1	< 1	< 1	< 1	4,8
F	446	253	-	467	339
Ni/Co	5,29	4,87	11,8	8,61	2,42
Cr/V	1,29	1,31	0,73	5,65	2,01

вых базальтах и в базанитах вулканов Приморья и Нижнего

	5(8)	6(7)	7(23)	8(24)	9(31)	10(26)
	375	44	206	659	397	341
	141	13	45	133	145	73
	461	58	312	680	335	287
	79	24	161	425	291	266
	81	10	35	82	98	213
	64	27	93	55	94	43
	2,2	-	7,7	2,9	3,7	2,2
	0,032	0,018	0,020	0,035	0,038	0,021
	2,2	1,9	4,8	2,4	0,9	-
	0,7	2,2	2,1	3,9	3,2	3,8
	3,4	1,5	1,3	3,8	3,7	2,9
	0,5	1,8	1,9	4,0	2,6	2,5
	10	5,2	22	38	27	16
	24	119	48	197	98	76
	1,0	-	1,5	3,2	< 1	< 1
	-	-	-	485	-	412
	2,66	3,66	4,51	4,20	2,74	4,67
	5,84	2,43	1,93	1,60	1,15	1,08

Вопросов генезиса щелочных базальтов мы коснемся ниже при обсуждении всей проблемы происхождения щелочных базальтоидов Дальнего Востока.

БАЗАНИТОВАЯ СЕРИЯ

Распространение щелочных базальтов базанитовой серии приурочено главным образом к узкой зоне, вытянутой вдоль восточной окраины Западно-Приморской равнины, совпадающей с сочленением структур Ханкайского срединного массива, сложенных метаморфическими толщами докембрия, и Даубихинской зоны позднемезозойской складчатости. Эти структуры разграничиваются Западным Сихотэ-Алинским разломом. Таким образом, глубинные расколы земной коры, контролировавшие размещение щелочно-базальтовых вулканов, наследовали более древние дизъюнктивные нарушения, обновляя их. Вулканы, расположенные вдоль восточной окраины Западно-Приморской равнины, сложены базанитовыми и анкаратритовыми разностями базальтов. С юга на север располагаются вулканы: Меркушовский, Свягинский, Медвежий, Кировский, Еленовский, Сальский. На продолжении

этой зоны в северном направлении в пределах Хабаровского края находится щелочно-базальтовый Болоньский вулкан. В зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома и пересекающих его разломов субширотного направления располагаются вулканы Вострецовский, Дальний, Средне-Арминский.

К базанитовой серии мы относим и анкаратриты – более основные разности базанитов, нормативный состав которых имеет высокое содержание нефелина и не содержит альбита. Анкаратритовые разности обнаружены в Меркушевском, Медвежьем, Еленовском, Дальнем и Болоньском вулканах.

Широкое распространение высокощелочных базальтов на территории Приморья и Нижнего Приамурья позволило Г.М. Гапеевой выделить регион в особую щелочно-базальтовую магматическую провинцию.

Щелочные базальты образуют вулканы центрального и трещинного типа, а также различные субвулканические тела: некки, дайки, трубки взрыва. Наиболее типичными стратовулканами центрального типа являются Свягинский и Сальский вулканы.

Брекчиевая текстура базальтов, выраженная в различной степени в экструзиях и некках Медвежьего, Кировского и других вулканов, свидетельствует о внедрении базальтов в более или менее затвердевшем состоянии, что позволяет их рассматривать как вулканические постройки типа скалистых куполов прорыва, по В.И. Влодавцу [49].

Меркушовский вулкан обнаружен В.И. Грозовым и Н.А. Беляевским в верховьях реки Кулешовка в 5 км к северу от села Меркушовка. Вулкан представляет собой небольшую высотку, в различных частях которой обнажаются глыбы черных очень плотных базальтов с ксенолитами лерцолитов (до 8 см в поперечнике).

Свягинский вулкан расположен в окрестности железнодорожной станции Свягино. Он описан впервые Г.М. Гапеевой [49]. Вулкан представляет собой плоскую возвышенность, вулканическая постройка сложена в основном лавами и в меньшей степени эруптивной брекчией. Лавы приурочены к окраинным частям вулкана, ниже располагаются брекчии, сменяющиеся снова слоями лавы. В центральной части наблюдается экструзия последней порции лавы, которая прорывает вмещающие породы, оплавливая их и образуя зону обжига мощностью около 8 м. В верхних частях вулканической постройки расположены мелкообломочные брекчии, ниже находятся более грубые брекчии, состоящие из угловатых часто удлиненных обломков базальта до 30 см в поперечнике, и присоединяющихся к ним обломков лерцолитов различной величины. Ультраосновные ксенолиты содержатся в базальтах краевых частей вулкана и центральной экструзии.

Медвежий вулкан расположен между г. Лесозаводском и поселком Кировским, представляет собой вытянутую в север-северо-восточном направлении возвышенность длиной около 2,5 км. Воз-

вышенность сложена комплексом нефелиновых базальтов или базальтов.

Кировский вулкан расположен в 4 км севернее поселка Кировский, представлен группой холмов, самый южный из которых высотой 200 м – гора Острая. Описан впервые Г.М. Гапеевой [51]. Самый северный плоский холм вскрыт карьером, базальты карьера темные, плотные, зеленовато-серого цвета, содержат мелкие (0,5–0,7 см) ксенолиты лерцолита и ксенокристаллы оливина, энстатита и диопсида.

Сальский вулкан. Останец Сальского вулкана находится на горе Сальской, на правом берегу р. Большая Уссурка, в месте впадения ее в р. Уссури. Вулкан подробно изучен и описан Е.Ф. Малеевым [156]. Основанием вулкана служит гранитный массив, обнажающийся в южной части вулкана, где туфы вместе с потоками базальта залегают на размытой поверхности гранита. Базальтовый комплекс представлен серией потоков базальта, туфами базальта и более поздними базальтами, которые представляют собой штокообразное тело размером 430 × 280 м. Распространены также агломератовые туфы, сложенные обломками пористого базальта.

Базальты и агломератовые туфы содержат большое количество лерцолитовых ксенолитов, размер которых достигает 30 см в поперечнике.

Вулкан Дальний, расположенный в верховьях р. Дальняя (левый приток р. Большая Уссурка) в окрестностях вольфрамового месторождения Восток-2. Выход базальтоидов, размером 20 × 70 м, прорывает палеозойские и мезозойские осадочные породы Главного синклинория Сихотэ-Алиня вблизи границы его со структурами Главного антиклинория, проходящей по Центральному Сихотэ-Алинскому шву.

По внешнему виду базальтоиды представляют собой массивные реже пористые породы серого и темно-зеленого цвета, содержащие большое количество вкрапленников оливина и авгита. В большом количестве присутствуют также ксенолиты лерцолитов, размером до 20 см в поперечнике и дезинтегрированные кристаллы слагающих их минералов – оливина и пироксенов.

Болоньский вулкан слагает шлаковый конус острова Ядасен, находящегося на оз. Болонь в 100 км по течению от г. Комсомольска-на-Амуре и в 160 км на северо-восток от г. Хабаровска. Вулкан описан Е.Ф. Малеевым [156].

Остров сложен глинистыми сланцами условно мелового возраста, лейцит-нефелиновыми базальтами, прорывающими их, и туфами. Базальты, развитые в юго-восточной части острова, обладают мелко-призматической отдельностью, которая при выветривании дает характерные остросереберные выступы. В центральной части острова базальты разбиты редкими трещинами, дающими крупные монолиты. Базальты очень плотные темные с зеленоватым оттенком, часто имеют раковистый излом.

Туф базальта состоит из угловатых обломков пористого базальта, сцементированных пепловым материалом. Размер обломков базальта колеблется от 5 до 10 мм, редко отдельные обломки достигают 20 мм, форма обломков угловатая. Туфы имеют в своем составе те же минералы, что и базальты, только в более раскристаллизованном виде, но плагиоклаз в туфах присутствует в большем количестве. Как в базальтах, так и в туфах присутствуют мелкие ксенолиты перидотов.

Химический состав базальтов и анкаратритов серии приведен в табл. 60. Породы большей части вулканов серии относятся соответственно дискриминантным уравнениям В.А. Кутолина к формации океанических щелочных оливиновых базальтов (ООБЩ). Базальты Сальского и Болоньского вулкана принадлежат к континентальной оливин-базальтовой формации (КОБ). Нам представляется, что в данном случае разделение базальтов при помощи функций, полученных Кутолиным, не отражает действительной петрогенетической связи между породами, поскольку дискриминантная функция разделения океанической щелочной оливин-базальтовой формации (ООБЩ) и континентальной оливин-базальтовой формации (КОБ) проводится по трем окислам (SiO_2 , TiO_2 и CaO), без учета содержания щелочей и магнезия.

В целом базанитовая серия базальтов отличается низкими уровнями содержания кремнекислоты и высокой железистостью, особенно это характерно для вулканов Медвежьего и Еленовского. Базальты Меркушовского, Средне-Арминского, Дальнего и Болоньского содержат очень высокие концентрации калия, микроскопически в базальтах этих вулканов обнаруживается лейцит, хотя в нормативном составе он в большинстве случаев не рассчитывается. Возможно это объясняется процессом вторичного насыщения кремнекислотой, перекристаллизацией и образованием псевдолейцита. Тем не менее базальты Меркушовского, Средне-Арминского, Дальнего и Болоньского вулканов мы классифицируем как лейцит-нефелиновые базальты в отличие от нефелиновых базальтов других вулканов этой серии.

Концентрации микроэлементов в базанитах, приведенные в табл. 61, отличаются высокими уровнями содержания сидерофильных элементов в породах большинства вулканов серии. Исключение составляют базальты Болоньского вулкана, содержащие пониженное по отношению к кларку количество никеля, а также базальты вулканов Меркушовского, Еленовского, Средне-Арминского и Дальнего, отличающиеся пониженным содержанием ванадия. Соответственно отмеченному отношению Ni/Co в породах высокие, за исключением базальтов Медвежьего и Болоньского вулканов, а Cr/V — близки к единице. Лишь в породах вулкана Дальнего последнее отношение равно 5,65.

Характерной чертой базанитов являются повышенные содержания в них рудогенных элементов (молибдена, олова, вольфрама). Так, базальты всех вулканов характеризуются высоким содержанием молибдена, не опускающегося ниже 2 и достигающим 8,8 г/т. Содер-

жания олова особенно значительны в базальтах вулкана Свягинского, Медвежьего, Сальского, Средне-Арминского (3,7-5,6 г/т). Вольфрам содержится в количествах меньших, чем Мо, наиболее высокие его содержания отмечаются в вулканах Свягинском, Еленовском и Сальском (3,7-4,0 г/т).

ОБЩИЕ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОИДОВ

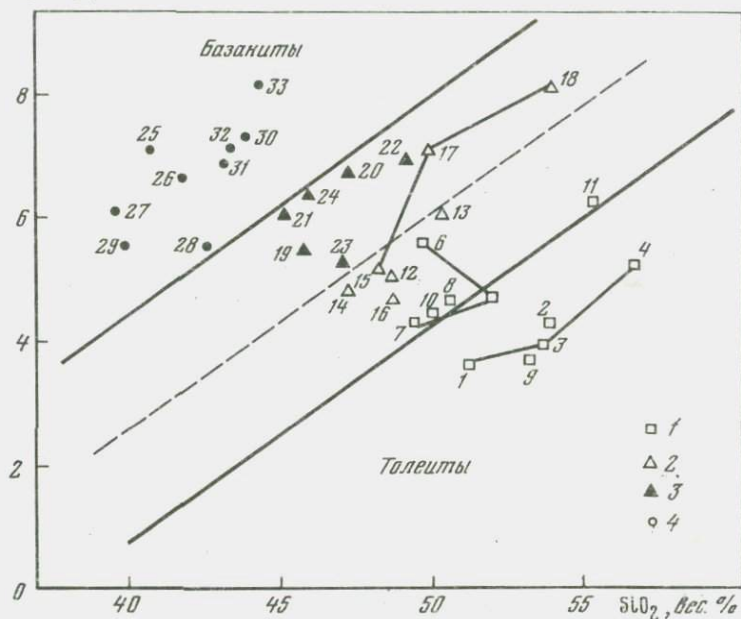
Средние химические составы базальтов отдельных вулканов, плато и выходов нанесены на диаграммы зависимости содержания $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Al_2O_3 и $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ от содержания кремнекислоты (фиг. 12, 13, 14).

Как видно из диаграммы (фиг. 12), базальтоиды описанных серий занимают обособленные поля. Поля толеитов и щелочных оливиновых базальтов разделяет линия, проведенная по данным Макдональда и Кацуры. В поле толеитов на удалении от граничной линии располагаются составы кварцевых толеитов Борисовского плато и их кислых дифференциатов. Близ граничной линии ложатся составы кварцевых толеитов Шкотовского плато, а составы их железистых дифференциатов попадают уже в поле щелочных базальтов. Вблизи граничной линии находятся составы толеитовой высокоглиноземистой субсерии (оливиновые базальты кузнецовской и кизинской свит и андезит-базальты Шишловского вулкана).

В правом верхнем углу диаграммы располагается группа фигуративных точек базанитовой серии. Составы щелочных базальтов и базанитов отчетливо обособляются в два поля, между которыми на диаграмме (фиг. 12) проведена линия, проходящая параллельно линии Макдональда и Кацуры и отделяющая поле базанитов от поля щелочных оливиновых базальтов. В область, ограниченную двумя линиями, попадают точки, соответствующие второй выделенной серии. Линия, проведенная пунктиром внутри этой области, условно отграничивает субсерию субщелочных оливиновых пород от субсерии собственно-щелочных оливиновых пород.

Субщелочные оливиновые базальты Боевского и Борисовского вулкана, оливиновые базальты вострещовского потока, Средне-Амурского плато и Синдинского вулкана находятся в субщелочной области, тогда как составы щелочных оливиновых базальтов Святогорского вулкана и андезит-базальтов Синдинского вулкана, рассматриваемые нами как дифференциаты субщелочных оливиновых базальтов Средне-Амурского плато, попадают в область собственно-щелочной субсерии. К собственно-щелочной оливиновой субсерии отнесены щелочные оливиновые базальты вулканов Андриановского, Веселого, Вострещовского, Верхне-Бикинского, Средне-Хорского и вулканов Верхне-Анюйской группы. В базанитовой области наибольшей щелочностью и кремнекислотностью отличаются базальты Болоньского вулкана, а наименьшей - Еленовского.

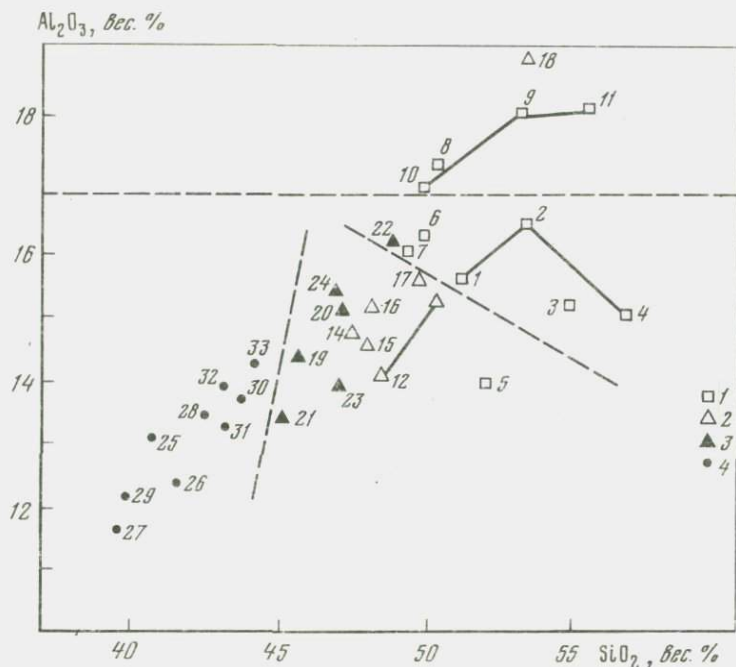
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, вес. %



Фиг. 12. Положение составов пород базальтовых серий Дальнего Востока на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$

1 - толеитовая серия, 2 - субшелочная субсерия и 3 - щелочная субсерия щелочной оливинбазальтовой серии, 4 - базанитовая серия. Цифрами обозначены составы пород плато и вулканов: 1, 2 - Борисовское (1 - базальты, 2 - андезито-базальты), 3 - Чернятинский, 4 - Барановский, 5-7 - Шкотовское (5 - толеиты, 6 - железистые толеиты, 7 - оливиновые толеиты окраин плато), 8 - Зеркальненский, 9 - Кизинский, 10 - Де-Кастринский, 11 - Шишловский, 12 - Боевский, 13 - Борисовский, 14 - Вострецовский (поток), 15 - Сарапупльский, 16 - Синдинский, 17 - Святогорский, 18 - Синдинский (трахиандезито-базальты), 19 - Андриановский, 20 - Веселый, 21 - Вострецовский, 22 - Верхне-Бикинский, 23 - Средне-Хорский, 24 - Верхне-Ануйская группа, 25 - Меркушевский, 26 - Свягинский, 27 - Медвежий, 28 - Кировский, 29 - Еленовский, 30 - Сальский, 31 - Средне-Арминский, 32 - Дальний, 33 - Болоньский

На диаграмме зависимости содержания глинозема от содержания кремнекислоты точки, соответствующие породам высокоглиноземистой субсерии толеитовой серии, располагаются в верхней части диаграммы выше линии, отделяющей обычные базальты от высокоглиноземистых ($\geq 17\% \text{Al}_2\text{O}_3$, по Йодеру и Тилли). В противоположном конце, в области наименее глиноземистых и наиболее основных со-



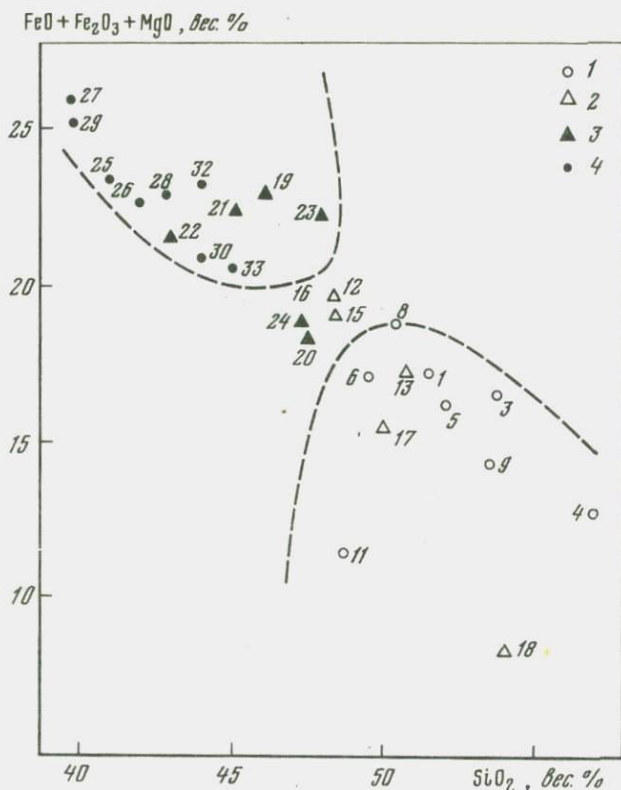
Фиг. 13. Положение составов пород базальтовых серий Дальнего Востока на диаграмме SiO₂-Al₂O₃

Условные обозначения и номера выборок аналогичны диаграмме фиг. 12

ставов располагается группа фигуративных точек базанитов, причем в породах этой серии четко видна закономерность увеличения содержания глинозема с ростом содержания кремнекислоты. Точки, соответствующие щелочной оливин-базальтовой серии, занимают промежуточное положение между точками толеитовой и базанитовой серий.

На диаграмме зависимости Fe₂O + FeO + MgO (вес.%) - SiO₂ (вес.%) (фиг. 14) также выделяются две изолированные области базанитов и толеитов, в промежуток между ними попадают щелочные оливиновые базальты, занимающие область, частично пересекающуюся с толеитовой. Наибольшую основность - величину суммы окислов железа и магния имеют базаниты Медвежьего и Еленовского вулканов, за ними по убыванию основности следуют базаниты Меркушовского вулкана, затем Свягинского, Кировского, Дальнего. Наименьшую основность в базанитовой серии имеют породы Болоньского вулкана.

В толеитовой серии наибольшую основность показывают высокожелезистые толеиты Шкотовского плато, толеиты Борисовского пла-



Фиг. 14. Положение составов пород базальтовых серий Дальнего Востока на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$

Условные обозначения и номера выборок аналогичны диаграмме фиг. 12

то и высокоглиноземистые базальты кузнецовской и кизинской свит. Наименьшую основность обнаруживают андезито-базальты Синдинского вулкана, выше находятся точки, соответствующие андезитам Барановского и Шишловского вулканов.

Сравнение концентраций микроэлементов в различных сериях базальтов (табл. 62, 63) показывает, что базаниты и щелочные оливиновые базальты содержат повышенные уровни концентраций большинства микроэлементов, а толеиты - в концентрациях меньших или близких кларкам основных пород. Эти различия трех серий базальтов выявляются при сопоставлении коэффициентов накопления микроэлементов (отношение средних содержаний к кларку), используемых Москёмом, а также Шоу [270]. Ниже приведены коэффициенты накопления в трех сериях базальтов для элементов сидерофильной группы (Ni, Co, Cr, V) - R_s , халькофильной группы (Cu, Zn,

Pb, Ag, Mo) – *Rch*; литофильной (Ga, Sn, Zr, W) – *Rl* и в целом для всей изученной группы микроэлементов – *R*:

	Толейтовая серия	Щелочно-оливин- базальтовая серия	Базанитовая серия
<i>Rs</i>	0,84	1,47	1,85
<i>Rch</i>	0,66	1,02	1,61
<i>Rl</i>	1,21	1,59	1,92
<i>R</i>	0,90	1,36	1,79

Значения общего коэффициента накопления последовательно возрастают от толейтовой серии и серии щелочных оливиновых базальтов к базанитовой; *Rs* толейтов составляет 0,84, а щелочных оливиновых базальтов и базанитов 1,47 и 1,85. Коэффициенты накопления литофилов (*Rl*) для толейтов, щелочных оливиновых базальтов и базанитов соответственно равны: 1,21; 1,59; 1,92.

На основании сравнения величин коэффициентов накопления халькофильных элементов можно говорить о наибольшей концентрации этих элементов в базанитах ($Rch = 1,61$) в сравнении с толейтами и щелочными оливиновыми базальтами ($Rch = 0,66$ и $1,02$), где средние уровни содержаний микроэлементов с халькофильными свойствами практически не превышают кларковые (коэффициенты распределения ниже или близки единице).

Переходя к рассмотрению генезиса базальтоидов, прежде всего необходимо отметить, что породы щелочной оливин-базальтовой и базанитовой серий в преобладающей своей части развиты обособленно от пород толейтовой серии в зонах региональных глубинных разломов субмеридионального (Западный и Центральный Сихотэ-Алинский) и субширотного (Южно-Сихотэ-Алинский, Бикинский, Ботчинский и др.) направлений. Особое положение занимают щелочные оливиновые базальты Святогорского и Синдинского вулканов, пространственно связанные с оливиновыми толейтами (Средне-Амурское плато).

Базаниты и щелочные оливиновые базальты характеризуются высокими содержаниями сидерофильных и литофильных микроэлементов, значительно превышающими кларки основных пород; содержания микроэлементов в породах толейтовой серии близки к кларкам основных пород. Щелочные оливиновые базальты Святогорского и Синдинского вулканов имеют еще более низкие содержания микроэлементов, чем толейты.

Суммируя изложенное, можно отметить следующие особенности базанитовой серии: 1) пространственная связь с глубинными разломами; 2) высокая основность и низкая глиноземистость пород, указывающие на пикритовую тенденцию их составов; 3) высокие содержания фемафильных элементов ($Rs = 1,85$) при явном преобладании наиболее глубинных из них (никеля и хрома). Эти особенности позволяют считать, что породы базанитовой серии являются

Таблица 62

Средний химический (% массы) и нормативный (мол.%) состав базальтоидных серий Дальнего Востока и других регионов

Компонент	I(40)	II(57)	III(31)	IV(90)	V	VI	VII
SiO ₂	50,87	48,23	42,17	50,22	45,8	41,4	40,9
TiO ₂	1,58	1,88	2,31	1,66	2,5	2,5	4,0
Al ₂ O ₃	16,43	14,66	13,15	15,60	14,0	9,2	7,2
Fe ₂ O ₃	4,37	3,15	4,69	5,08	4,9	5,9	5,6
FeO	6,38	7,45	7,42	6,91	8,1	6,6	5,7
MnO	0,17	0,18	0,23	0,18	0,2	0,2	0,2
MgO	5,68	8,99	10,86	4,65	8,0	13,6	16,9
CaO	7,77	7,11	9,17	8,10	10,9	13,5	10,6
Na ₂ O	3,25	3,47	4,34	2,92	2,9	3,4	1,5
K ₂ O	1,19	2,23	2,50	1,32	1,2	1,4	4,4
H ₂ O ⁺	1,08	1,37	1,52		1,0	1,8	2,5
H ₂ O ⁻	0,41	0,47	0,17				
P ₂ O ₅	0,54	0,67	1,17				
Сумма	99,72	99,87	99,70				
<i>Or</i>	7,00	13,54	13,29				
<i>Ab</i>	25,24	25,13	5,40				
<i>Ne</i>	-	2,67	17,10				
<i>An</i>	24,52	18,29	8,98				
<i>Di</i>	7,40	10,58	22,98				
<i>Hu</i>	15,78	4,51	-				
<i>Ol</i>	3,35	15,82	16,10				
<i>Mt</i>	6,07	4,55	7,49				
<i>Ilm</i>	3,06	3,65	4,45				
<i>Ap</i>	1,44	1,57	2,87				
<i>Q</i>	3,04	-	-				

Примечание. I-III - базальтоидные серии Дальнего Востока (I - толеитовая, II - щелочно-оливин-базальтовая, III - базанитовая); IV - граниты молодых платформ (Кутолин, [144]); V-VII - исходные расплавы базальтоидных серий рифтовых зон Восточной Африки (V - умеренно-щелочной, VI - меланфеленитовый, VII - мелалейзититовый [55]).

Таблица 63

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в базальтоидных сериях Дальнего Востока и других регионов

Элемент	1(88)	2(96)	3(175)	4	5	6
Ni	183	350	375	140	140	270
Co	52	78	87	50	40	45
Cr	237	396	417	320	220	900
V	126	231	262	260	226	250
Cu	102	90	128			
Zn	78	101	74			
Pb	1,7	2,4	1,7			
Ag	0,069	0,120	0,050			
Mo	1,2	2,2	4,9			
Sn	2,6	3,3	3,2			
W	1,5	1,6	2,9			
Ga	27	48	24			
Zr	61	42	110			
B	2,8	3,0	3,8			

Примечание. 1-3 - базальтоидные серии Дальнего Востока: 1 - толеитовая, 2 - щелочно-оливин-базальтовая, 3 - базанитовая; 4-6 - исходные расплавы базальтоидных серий рифтовых зон Восточной Африки: 4 - умеренно-щелочной, 5 меланефеленитовый, 6 - мелалейзититовый [55].

ся продуктами магмы, образовавшейся на больших глубинах путем непосредственного плавления мантийного перидотита [70].

Базальты щелочной оливин-базальтовой субсерии и базанитовой серии близки к составам образцов в опытах Грина и Рингвуда, но они имеют более высокое содержание щелочей, в особенности калия, при пониженном содержании кремнекислоты. Указанные соотношения составов не позволяют считать породы базанитовой серии ни продуктами простой кристаллизационной дифференциации пикритовой или оливин-толеитовой магмы, ни селективной выплавкой из исходного пиrolита. Харрис [291], Грин и Рингвуд [78] и Куголин [144] в данном случае допускают участие в процессе дифференциации взаимодействия расплава с вмещающими породами верхней мантии, а при селективном плавлении мантийного субстрата - действие механизма зонного плавления. Однако, столь высокий уровень содержания щелочей трудно объяснить химической спецификой субстрата верхней мантии, так как пикритовые и другие ультраосновные расплавы, рассматриваемые как наиболее глубинные, в общем бедны щелочами. Можно предполагать, что источником калия и натрия в данном случае являлись глубинные флюиды. Участием глубинных флюидов в процессе плавления мантийных пород, вероятно, объясняется и высокое содержание в базальтах таких рудных элементов как Mo, W, Sn.

При решении вопроса о происхождении базальтов щелочной оливин-базальтовой и толеитовой серий большое значение имеют геохимические данные. Так, высокие содержания сидерофильных элементов в породах собственно щелочной субсерии и Боевского и Борисовского вулканов субщелочной субсерии свидетельствуют о их генетической связи с породами базанитовой серии и образовании щелочной оливин-базальтовой магмы на значительной глубине путем непосредственного плавления субстрата верхней мантии. Вместе с тем, щелочные оливиновые базальты отличаются от пород базанитовой серии более высокой кремнекислотностью, меньшей основностью при несколько повышенном содержании глинозема, поэтому, вероятно, родоначальные магмы щелочных оливиновых базальтов выплавлялись из субстрата верхней мантии при меньшей степени его плавления, чем базанитовые. Образование щелочных оливиновых базальтов в результате дифференциации субщелочной оливин-базальтовой магмы на умеренных глубинах по схеме Грина и Рингвуда, маловероятно, так как субщелочные оливиновые базальты (Средне-Амурское плато и Вострецовский поток) характеризуются меньшими содержаниями сидерофильных элементов по сравнению с щелочными базальтами.

Образование пересыщенных толеитов многими исследователями связывается либо с процессом окисления (обогащение расплава кремнеземом вследствие окисления закисного железа и отсадки магнетита и магнезиоферрита) либо с процессом дифференциации оливин-толеитовой магмы на небольших глубинах [114, 78, 265]. Установленные нами достаточно высокие содержания в кварцевых толеитах никеля и хрома, превышающие содержания этих элементов в оливиновых толеитах Шкотовского плато, не позволяют присоединиться к последней концепции. По этой же причине мало вероятно образование кварцевых толеитов в результате плавления базальтовых субстратов нижней коры и подкорových частей верхней мантии, как предполагается некоторыми исследователями [221, 16, 178]. Поэтому следует считать, что пересыщенные толеиты с высокими содержаниями никеля и хрома, какими являются породы приморских плато, образовались в результате окисления мантийной магмы оливин-толеитового состава.

Сравнение химических составов базальтов Дальнего Востока и базальтов других районов мира (табл. 62, 63) показывает, что базальты толеитовой серии наиболее близки к траппам молодых платформ, по В.А. Кутолину [144], базальты щелочно-оливин-базальтовой и базанитовой серий – к щелочным базальтоидам рифтовых зон Восточной Африки [55]. При этом базальты первой серии соответствуют исходному расплаву умеренно-щелочной серии Восточно-Африканских рифтов, а базаниты – промежуточному составу расплавов меланефеленита и мелалейщитита.

ГЕОХИМИЯ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ В ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТАХ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Отличительной чертой щелочных базальтов Приморья и Нижнего Приамурья является присутствие в них ксенолитов ультраосновных пород – шпинелевых лерцолитов и пироксенитов. Лерцолиты пользуются преобладающим распространением и давно обратили на себя внимание исследователей. Характеристике их петрографии и минералогии посвящены работы Г.М. Гапеевой [50], В.Г. Сахно, Е.П. Денисова [209, 82–87], В.А. Кутолина и В.М. Фроловой [58]. Более редкие ксенолиты пироксенитов описаны в последнее время Е.П. Денисовым [89].

Ксенолиты ультраосновных пород концентрируются обычно вблизи центров извержения щелочнобазальтовых вулканов, образуя включения в лавах, neckах, взрывных брекчиях, агломератовых туфах. Форма включений округлая, изометричная и удлиненная, реже угловатая; размеры их колеблются в широких пределах – от 3–4 мм до 8–10 см, изредка достигая 0,5 м в поперечнике. На темно-сером фоне базальта ксенолиты выделяются своим зеленым цветом и крупнозернистым строением. Зерна оливина и пироксенов обычно имеют величину от 1 до 5 мм и хорошо различаются невооруженным глазом.

Для лерцолитов характерен парагенезис оливина, энстатита, диопсида и шпинели. Однако содержания минералов даже в ксенолитах одного вулкана колеблются в широких пределах, в связи с чем наряду с лерцолитами иногда встречаются верлиты и гарцбургиты. По подсчетам Е.П. Денисова и С.А. Шеки, средний минеральный состав перидотитов (в скобках пределы содержаний) характеризуется следующими цифрами (процент массы): оливин – 69(39–95), энстатит – 18(1–41), диопсид – 11,5(2–24), шпинель – 1,5(0,3–5,4). Текстура перидотитов массивная, разной степени кристалличности, микроструктура преимущественно аллотриаморфнозернистая, характеризующаяся срастанием неправильной формы зерен оливина, пироксенов и шпинели. По наблюдениям Е.П. Денисова, породообразующие минералы часто содержат микровключения (от тысячных долей до 0,5 мм) идиоморфных кристаллов этих же минералов, а также многочисленные одно- и двухфазные твердые и газовой-жидкие включения размером в несколько микрон.

Ксенолиты пироксенитов встречены в щелочных базальтах вулканов Верхне-Ануйской группы (Заурский-1, Удачный, Ануйский-2 и др.), Дальнего, Сальского и Веселого. Особенно большое количество включений пироксенитов обнаружено Е.П. Денисовым в базальтах вулкана Удачного, где пироксениты по распространенности не

уступают лерцолитам, а размер их включений часто больше (до 15 см). Как и в других регионах, пироксениты названных вулканов Дальнего Востока характеризуются непостоянством содержания минералов, в связи с чем среди них выделяются вебстериты, энстатиты, диопсидиты, а также разности этих пород, обогащенные шпинелью. По цвету, минеральному и химическому составу пород, а также составу минералов пироксениты подразделяются на две разновидности – зеленую и черную. В зеленых пироксенитах, как и в лерцолитах, пироксены имеют зеленую окраску, в черных пироксенитах энстатит окрашен в коричневый, а диопсид в серый цвет. По размерам зерен минералов и их взаимоотношениям зеленые пироксениты аналогичны лерцолитам, тогда как черные пироксениты более крупнокристаллические (размер зерен до 1 см), а структура их близка к гипидиоморфнозернистой. Как показано ниже, минералы зеленых пироксенитов по составу в общем близки к соответствующим минералам лерцолитов, пироксены же черных пироксенитов отличаются повышенной железистостью и титанистостью, а шпинель – пониженным содержанием хрома.

Наряду с ксенолитами лерцолитов и пироксенитов в вулканах Веселом и Заурском-1 Е.П. Денисовым встречены и описаны [89] сложные включения, состоящие из контактирующих друг с другом фрагментов лерцолитов, зеленых и черных пироксенитов. Для этих же включений характерно присутствие выделений мелкозернистых шпинелевых перидотитов и пироксенитов, выполняющих трещинки в крупнокристаллических пироксенитах (вулканы Заурский-1, Веселый). По мнению Е.П. Денисова [89], эти выделения представляют собой тугоплавкий остаток после выплавления из пироксенитов базальтового расплава.

Не ставя перед собой задачи обобщения обширных данных по петрографии и минералогии глубинных ксенолитов, изложенных в вышеуказанных и других литературных источниках, ниже мы рассмотрим в основном, как и в предыдущих наших работах [63, 64], геохимию отдельных минералов ксенолитов, поскольку сравнение анализов валовых проб в силу изменчивости минерального состава пород не позволяет выявить региональных геохимических закономерностей, а также физико-химических условий образования глубинных пород.

ГЕОХИМИЯ МИНЕРАЛОВ

Оливин преобладает во всех разновидностях лерцолитов и только в пироксенитовых ксенолитах содержание его резко снижается до полного исчезновения. Оливин образует округлые зерна оливково-зеленого цвета размером до 5 мм. Оливин сравнительно часто подвергается изменению, в результате которого развиваются минералы серпентиновой группы. Замещение оливина серпентином проходит главным образом по периферии зерен и по тонким трещинам катакла-

за внутри них, в результате чего получаются характерные петельчатые структуры.

Как видно из табл. 64, содержания главных компонентов меняются в очень узких пределах: для кремнекислоты они составляют 40,2–41,6%, окиси магния – 47,8–49,1%, закиси железа 8,5–9,6%. Железистость минерала колеблется от 9,3 до 10,1%. Эти составы, а также средние цифры по оливину всех проанализированных образцов Дальнего Востока очень близки к среднему составу оливина, выведенному Е.П. Денисовым [85] для лерцолитовых ксенолитов на основании литературных данных по районам мира.

Помимо главных компонентов (табл. 64), химические анализы постоянно обнаруживают присутствие в оливине Ti, Al, Fe₂O₃, Cr, Mn, Ni, Ca, K, Na и P. Окислы перечисленных элементов содержатся в незначительных количествах и, за исключением никеля, не входят, по-видимому, в кристаллическую решетку оливина. Е.П. Денисов [85] считает, что перечисленные элементы в основном присутствуют в оливине в форме микровключений различных минералов: хромшпинелидов (Al, Cr), клинопироксена (Na, K, Ca), ильменита (Ti). Присутствие окисного железа, по Денисову, связано с вторичным окислением оливина. Следует добавить, что наличие сильных положительных связей титана с кальцием (0,98) и алюминием (0,67) указывает на его вхождение в микровключения клинопироксена (табл. 67). Отметим также возможность нахождения некоторой доли никеля в виде микровключений пентландит-халькопирит-пирротинового состава, которые, по данным В.А. Вахрушева [36], характерны для глубинных ксенолитов как из кимберлитов, так и из щелочных базальтов.

Анализ оливина из ксенолита зеленого пироксенита вулкана Заурского-1 приведен в табл. 65. Как видно из сравнения табл. 64 и 65, состав оливина зеленого пироксенита идентичен составу оливина шпинелевых лерцолитов.

Все образцы оливина, подвергнутые полному химическому анализу, анализировались количественным спектральным методом на содержание микроэлементов. Средние цифры по образцам, отобраным из ксенолитов отдельных вулканов (табл. 66), показывают, что главными элементами-примесями минерала являются Ni и Co. Никель имеет значимую положительную корреляцию с магнием и сильную отрицательную корреляцию с коэффициентом железистости, кобальт – значимую положительную связь с коэффициентом железистости при сильной отрицательной связи с магнием (табл. 67). Такие соотношения указывают, во-первых, на кристаллохимическую природу примесей никеля и кобальта в оливине и, во-вторых, на изоморфизм никеля с магнием, а кобальта – с железом. Изоморфная природа никеля в оливине отмечалась многими исследователями [286, 78, 85 и др.]. Указание на изоморфное вхождение Co в оливин имеется в статье Грина и Рингвуда [78].

Внеконституционный (механический) характер примесей большей части хрома и титана в оливине отмечался выше. Следует заметить,

Таблица 64

Химический состав (% массы), содержание катионов (на 4 O) и желе

Компонент	1(4)	2(6)	3(4)	4(6)	5(7)
SiO ₂	40,79	40,18	41,16	41,64	41,01
TiO ₂	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05
Al ₂ O ₃	0,32	0,41	0,48	0,46	0,41
Cr ₂ O ₃	0,04	0,01	0,08	0,05	0,05
Fe ₂ O ₃	0,16	0,38	0,49	0,60	0,44
FeO	8,88	9,63	9,04	8,51	8,61
MnO	0,13	0,16	0,20	0,23	0,20
NiO	0,30	0,32	0,28	0,28	0,26
MgO	48,80	48,54	48,16	47,81	48,75
CaO	0,12	0,11	0,07	0,16	0,17
Na ₂ O	-	-	0,02	0,12	0,07
K ₂ O	-	-	0,06	0,11	0,7
P ₂ O ₅	0,17	0,16	0,12	0,12	0,11
Сумма	99,75	99,95	100,19	100,13	100,20
Si	1,000	0,982	1,017	1,018	1,002
Al	0,008	0,013	0,014	0,013	0,012
Fe ³⁺	0,004	0,007	0,009	0,012	0,008
Fe ²⁺	0,182	0,196	0,186	0,170	0,180
Mn	0,002	0,003	0,003	0,004	0,003
Ni	0,006	0,009	0,005	0,004	0,004
Mg	1,794	1,795	1,735	1,740	1,772
Ca	0,005	0,004	0,003	0,005	0,006
Na	-	-	0,003	0,006	0,005
K	-	-	0,002	0,004	0,003
ΣR ^{I-III}	2,001	2,027	1,960	1,958	1,993
f	9,4	10,0	10,1	9,6	9,3

Примечание. Средние составы по вулканам: 1 - Андриановскому, 2 - Веселому, 3 - Борисовскому, 4 - Свягинскому, 5 - Медвежьему, 6 - Вострцовскому, 7 - Дальнему, 8 - Верхне-Бикинскому, 9 - Заурскому-1, 10 - Болоньскому; 1, 8 - по И.Н.Говорову, 2-5, 7, 10 - по

что, вероятно, некоторая часть хрома в оливине находится в виде изоморфной примеси Cr²⁺ к катионам шестерной координации, как это предполагает Н.В. Соболев [227]. Форма вхождения других микроэлементов в решетку оливина остается неясной. Действительно, такие элементы как ванадий, цинк, свинец, серебро, олово имеют достаточно сильные отрицательные корреляции с магнием, закисным железом и коэффициентом железистости (табл. 67), что не позволяет говорить об изоморфном захвате их магнием и железом,

зистость (мол.%) оливина из лерцолитовых ксенолитов Дальнего Востока

	6(10)	7(5)	8(4)	9(6)	10(2)	11(54)	12(59)
	41,21	40,59	40,88	40,23	40,40	40,86	40,93
	0,02	0,04	0,03	0,01	0,02	0,03	-
	0,54	0,29	0,39	0,45	0,25	0,42	0,38
	-	0,04	0,00	0,03	0,00	0,04	-
	0,81	0,30	0,66	0,26	1,55	0,53	0,78
	8,65	9,22	8,78	9,21	9,15	9,07	8,93
	0,06	0,16	0,16	0,13	0,11	0,14	-
	0,26	0,15	0,29	0,27	0,17	0,26	0,34
	48,21	48,90	48,45	49,14	48,37	48,50	48,76
	0,01	0,01	0,08	0,04	0,00	0,08	0,23
	0,14	0,12	-	0,11	0,01	0,08	-
	0,09	0,04	-	0,06	0,01	0,07	-
	0,04	0,13	0,20	0,09	0,12	0,12	-
	100,04	99,99	99,92	100,03	100,16	100,20	100,35
	1,011	0,997	1,004	0,991	0,996	1,002	1,000
	0,014	0,011	0,011	0,013	0,005	0,012	-
	0,029	0,005	0,012	0,005	0,029	0,012	-
	0,176	0,186	0,164	0,187	0,181	0,181	0,194
	0,001	0,004	0,004	0,003	0,001	0,003	-
	0,005	0,004	0,006	0,004	0,006	0,005	0,006
	1,741	1,792	1,773	1,800	1,784	1,770	1,800
	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	-
	0,003	0,005	-	0,006	0,000	0,004	-
	0,002	0,001	-	0,002	0,000	0,002	-
	1,971	2,008	1,973	2,020	2,006	1,990	2,000
	10,1	9,7	9,7	9,8	9,8	9,8	9,6

Э.Д.Голубевой, 6, 9 - по Е.П.Денисову; 11 - средний состав для Сихотэ-Алинской области; 12 - средний состав, по Е.П.Денисову [85]; в скобках количество анализов. Аналитики Е.А. Лаговская, С.П. Славкина, Т.П. Шпак.

хотя с кристаллохимической позиции такое размещение перечисленных микроэлементов в решетке оливина наиболее вероятно. В то же время большинство из рассматриваемых микроэлементов (V, Cu, Zn, Ga, Sn) связано сильными положительными корреляциями с кремнием, изоморфизм с которым маловероятен.

По уровню содержания микроэлементов оливина могут быть разделены на пять групп: 1) с содержанием тысяч граммов на тонну - Ni; 2) сотен г/т - Co, Ti; 3) десятков г/т - Cr, Zn, Zr

Таблица 65

Химический состав (% массы), содержание катионов и некоторые параметры состава (мол.%) оливина, энстатита и диопсида из пироксенитовых ксенолитов Дальнего Востока

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	40,77	52,26	50,81	51,04	49,18
TiO ₂	0,02	0,11	0,35	0,33	1,08
Al ₂ O ₃	0,41	6,03	7,75	8,17	7,26
Cr ₂ O ₃	0,10	0,28	0,67	0,26	0,36
Fe ₂ O ₃	0,00	3,32	0,78	0,98	2,58
FeO	8,88	2,41	2,18	1,95	3,98
MnO	0,13	0,13	0,08	0,02	0,20
NiO	0,31	0,10	0,09	0,06	-
MgO	48,80	31,93	15,40	15,90	15,01
CaO	0,00	0,80	19,01	18,84	18,77
Na ₂ O	0,00	0,35	1,39	1,71	0,97
K ₂ O	0,10	0,07	0,06	0,09	0,10
P ₂ O ₅	0,10	0,08	0,02	0,00	-
H ₂ O ⁺	-	-	0,80	0,56	0,44
H ₂ O ⁻	-	-	0,26	0,11	0,08
Сумма	99,62	99,87	99,86	100,18	99,93
Si	1,002	1,869	1,851	1,848	1,808
Al ^{IV}	} 0,012	0,131	0,149	0,152	0,192
Al ^{VI}		0,113	0,179	0,196	0,124
Ti	0,000	0,002	0,009	0,009	0,031
Cr	0,000	0,002	0,035	0,013	0,009
Fe ³⁺	0,000	0,087	0,022	0,026	0,071
Fe ²⁺	0,183	0,068	0,068	0,057	0,124
Mn	0,000	0,002	0,002	0,000	0,007
Ni	0,006	0,002	0,002	0,001	-
Mg	1,789	1,638	0,836	0,856	0,821
Ca	0,000	0,029	0,742	0,730	0,739

Таблица 65 (окончание)

Компонент	1	2	3	4	5
Na	0,000	0,021	0,101	0,117	0,071
K	0,000	0,000	0,002	0,004	0,004
ΣR^{I-III}	1,990	1,970	1,998	2,009	2,001
<i>f</i>	9,3	8,7	9,9	8,8	19,7
Mg-комп.	-	89,8	47,2	47,9	44,8
Fe-комп.	-	8,6	5,2	4,6	11,0
Ca-комп.	-	1,6	41,9	40,9	40,3
Na-комп.	-	-	5,7	6,6	3,9

Примечание. Вулкан Заурский-1: 1 - оливин из зеленого пироксенита, 2 - энстатит из зеленого пироксенита, 3, 4 - диопсид из зеленого пироксенита; вулкан Дальний: 5 - диопсид из черного пироксенита. Образцы из коллекции Е.П. Денисова, аналитики Е.А.Лагурская, С.П. Славкина.

и Cu; 4) единиц г/т - V, Pb, Ga, Pb, B; 5) менее 1 г/т - Ag. Сравнение средних содержаний микроэлементов оливина, отобранного из ксенолитов различных вулканических построек, выявляет очень интересную особенность в распределении конституэнтных микропримесей - Ni и Co, а также Ag. Как видно из табл. 66, содержание названных элементов в оливине в общем понижается с юга на север, т.е. от вулканов Андриановского, Веселого, Борисовского и Свягинского к вулкану Заурскому. При этом максимальные содержания никеля (2475 и 2408) четко фиксируются в оливине из ксенолитов Андриановского и Веселого вулканов, занимающих самое южное положение, а максимальные содержания кобальта (200-216 г/т) характерны для южной группы вулканов, а также вулкана Свягинского.

Содержания никеля и кобальта в оливине ксенолитов Заурского вулкана составляют соответственно 722 и 109 г/т. В оливине из ксенолитов Болоньского вулкана, расположенного к северо-западу от Верхне-Ануйского щелочнобазальтового поля, содержания никеля и кобальта выше, чем в оливине включений Заурского вулкана и близки к содержаниям этих элементов в оливине включений вулкана Дальнего, расположенного к югу от вулканов Верхне-Ануйской группы в пределах той же структурной зоны Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Аналогичный характер носит и распределение серебра в оливине включений вышеуказанных вулканов.

Таблица 66

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в оливине из лерцо

Элемент	1(4)	2(6)	3(4)	4(6)	5(7)
Ni	2475	2408	2183	2227	2075
Co	200	202	204	216	116
Cr	30	61	49	104	25
V	3,5	11	5,6	10	6,6
Ti	83	208	310	330	370
Cu	23	26	8,3	20	14
Zn	58	37	61	39	26
Pb	15	2,5	3,0	3,4	2,4
Ag	0,096	0,079	0,098	0,089	0,057
Mo	-	-	-	-	1,0
Sn	2,5	2,5	2,6	4,2	2,4
W	-	-	-	-	1,2
Ga	4,3	4,6	2,3	3,4	3,2
Zr	52	56	65	61	72
B	1,5	1,7	3,7	5,4	3,2
Ni/Co	12,38	11,92	10,70	10,31	17,89
Cr/V	8,57	5,55	8,75	10,40	3,79

Примечание. Ксенолиты из вулканов: 1 - Андриановского, 2 - Веселого, 3 - Борисовского, 4 - Свягинского, 5 - Медвежьего, 6 - Сальского, 7 - Вострецовского, 8 - Дальнего, 9 - Верх-

Описанная регионально-геохимическая зональность нарушается аномалиями двух вулканов - Вострецовского и Верхне-Бикинского. Так, в оливине включений Вострецовского вулкана содержание Ni (2066 г/т) и Co (177 г/т) значительно выше, чем в оливине включений находящегося южнее вулкана Сальского. В вулкане же Верхне-Бикинского, расположенном к северо-востоку от вулкана Дальнего, оливин включений имеет максимальное содержание Ni (2475 г/т) и относительно высокое содержание Co (143 г/т). На объяснении описанной закономерности и отклонений от нее мы остановимся в заключительной части данной главы после характеристики других минералов глубинных ксенолитов.

Энстатит лерцолитовых ксенолитов макроскопически отличается от оливина и диопсида более темной, бутылочно-зеленой окраской. В отдельных случаях энстатит представлен призматическими кристаллами, но чаще, как и оливин, образует ксеноморфные зерна. Энстатит подвержен изменению в большей степени, чем оливин. При вторичном изменении энстатита, также как и оливина, возникает серпентин, в особенности пластинчатая его разновидность - бастит; реже энстатит превращается в тальк.

литовых ксенолитов Дальнего Востока

	6(3)	7(12)	8(5)	9(4)	10(4)	11(3)
	1500	2066	1140	2475	722	1283
	100	177	126	143	109	122
	81	61	41	47	23	51
	5,3	10	4,3	4,7	4,1	7,7
	300	348	310	85	75	166
	14	10	21	23	20	16
	26	27	13	74	51	38
	4,0	4,1	1,8	5,5	1,8	2,8
	0,050	0,077	0,068	0,059	0,041	0,080
	-	1,0	0,7	-	-	-
	4,2	2,5	2,6	1,9	1,6	2,1
	-	1,3	1,9	-	-	-
	4,4	2,6	3,9	3,6	1,8	3,2
	74	66	79	53	71	80
	4,4	6,5	2,5	1,6	1,7	2,0
	15,00	11,67	9,05	17,31	6,62	10,52
	15,28	6,10	9,53	10,00	5,61	6,62

не-Бикинского, 10 - Заурского-1, 11 - Большого; 1, 9 - по И.Н. Говорову, 2-6, 8, 11 - по Э.Д. Голубевой, 7, 10 - по Е.П. Денисову. Аналитики Э.Д. Голубева, А.П. Гречишева.

Химические анализы энстатита показывают, что содержания кремнекислоты, окиси магния и глинозема меняются в очень узких пределах (табл. 68). Содержание железа в минерале в общем постоянное и невысокое (железистость 8,9-10,0%), но соотношение окисного и закисного железа заметно колеблется, причем в изменении этого соотношения устанавливается определенная закономерность, связанная с пространственным расположением вулканов. Для южной группы вулканов (Андриановский, Веселый, Борисовский) характерно умеренно высокое отношение окисного железа к закисному. В центральной группе вулканов оно снижается, достигая минимума в энстатите включений Вострецовского вулкана. В северной группе, начиная с вулкана Дальнего, величина указанного отношения резко возрастает, достигая максимума в энстатите из ксенолитов вулкана Заурского-1. При этом, как и в случае распределения никеля в оливине, проявляется аномалия Верхне-Бикинского вулкана, энстатит включений которого имеет очень низкое содержание окисного железа, аналогичное энстатиту Вострецовского вулкана.

Помимо главных компонентов, химические анализы энстатита постоянно обнаруживают присутствие второстепенных - кальция,

Таблица 67

Матрица коэффициентов корреляции микроэлементов с формульными количествами компонентов оливина

Элемент	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	f
Ni		0,41	-0,76		0,43	-0,42	0,43		-0,61
Co	0,79 0,41		-0,45		-0,76 -0,63	-0,46			0,38
Cr	0,46	0,33	0,62		-0,34		0,61 0,36		-0,65
V	0,69			-0,71	-0,73	-0,66			
Ti		0,67	0,70 0,33	-0,85		0,98			-0,51
Cu	0,72				-0,69	-0,44	-0,46		
			-0,33						
Zn	0,86 0,35	0,42 0,29		-0,50	-0,79 -0,64				-0,53
Pb			-0,70			-0,55			-0,52
	0,35	0,52			-0,37			0,33	
Ag		0,81		-0,75		0,45	0,55		-0,75
					-0,61				
Ga	0,92				-0,88 -0,32				-0,31
Sn	0,98 0,31				-0,94		0,35		
Zr		-0,57				0,30			
B		0,83	0,56	-0,86		0,89			-0,66
	0,48		0,37	-0,41	-0,43				

Примечание. Первая строка - Свягинский вулкан, $n = 6$, $\rho = 0,621$; вторая строка - объединенная выборка, $n = 26$, $\rho = 0,316$.

натрия, калия, титана, фосфора. Присутствие кальция объясняется наличием твердого раствора диопсида в энстатите, что имеет диагностическое значение в связи с понижением содержания диопсидовой молекулы в энстатитах высокотемпературных парагенезисов [227]. Вхождение натрия и калия в структуру энстатита наиболее вероятно в комбинации с трехвалентными катионами (Al, Cr, Fe), а также Ti [227]. Кроме того, трехвалентные катионы могут замещать двухвалентные катионы шестерной координации по схеме: $2Me^{3+} \rightarrow Me^{2+} + Si^{4+}$. Отмеченные изоморфные замещения в энстатите подтверждаются расчетами коэффициентов парной корреляции.

Так, устанавливаются сильные положительные связи Fe^{3+} с Na и K; Ti с Al^{VI} и K; сильные отрицательные связи Al^{VI} , Fe^{3+} и Ti с Fe^{2+} и Mg. Средние цифры по энстатиту всех проанализированных образцов лерцолитов Дальнего Востока близки к среднему составу энстатита, выведенному Е.П.Денисовым для лерцолитовых ксенолитов, на основании литературных данных по различным районам мира (табл. 68).

Анализ энстатита из включения зеленого пироксенита вулкана Заурского-1 приведен в табл. 65. Сравнение табл. 64 и 65 показывает, что энстатит из пироксенита отличается от энстатитов из лерцолитовых ксенолитов несколько пониженным содержанием кремнекислоты и повышенным содержанием глинозема. Примечательно также, что энстатит из пироксенита характеризуется таким же высоким содержанием окисного железа, как и энстатит из лерцолитов Заурского вулкана. Это служит дополнительным подтверждением отмеченной выше региональной закономерности в окислении железа глубинных ультраосновных пород. Как видно из табл. 69, главными элементами-примесями энстатита являются Ni, Co, Cr, Ti, Vn.

В табл. 70 приведены данные по корреляционным связям микроэлементов с формульными количествами компонентов энстатита. Основываясь на корреляциях, можно предполагать, что Ni изоморфно замещает Mg и Fe, так как он связан значимой корреляционной связью с магнием и сильной с двухвалентным железом. Кобальт, возможно, входит в группу элементов с шестерной координацией, поскольку он коррелирует не только с двухвалентным железом и магнием, но и более сильной корреляцией связан с алюминием в шестерной корреляции. Хром связан с Al^{VI} и с Mg, что указывает на его вхождение в группу элементов шестерной координации. Появление в энстатите небольших содержаний ванадия возможно, во-первых, в результате наличия твердого раствора диоксида в энстатите, на что указывают корреляции ванадия с кальцием; во-вторых, обусловлено, вероятно, вхождением ванадия в группу элементов шестерной координации, так как ванадий связан сильными корреляциями с Mg, Fe^{2+} и Al^{VI} . Связь титана с кальцием указывает на возможное вхождение титана в диоксидовую составляющую; с другой стороны, титан может изоморфно замещать магний, показателем чего является высокая корреляция титана с магнием в энстатите из ксенолитов вулкана Дальнего.

Корреляционный анализ позволяет наметить особенности вхождения в энстатит ряда второстепенных микроэлементов. Так, медь коррелирует с магнием, натрием и калием, из чего следует, что медь замещает магний, а ее вхождению в минерал способствует вхождение щелочей. Олово замещает, очевидно, магний и железо. Значимые связи олова с двухвалентным железом наблюдаются для всех приведенных выборок, а сильная его корреляция с магнием характерна для выборки вулкана Дальнего (табл. 70). Для циркония наблюдается множество корреляционных связей — с кальцием, калием, кремнием, алюминием, железом, что происходит, вероятно,

Таблица 68. Химический состав (% массы), содержание катионов
топых ксенолитов Дальнего Востока

Компонент	1(4)	2(3)	3(4)	4(7)	5(6)
SiO ₂	54,00	53,12	54,21	54,46	54,29
TiO ₂	0,15	0,25	0,15	0,13	0,12
Al ₂ O ₃	4,45	5,37	4,45	4,60	4,54
Cr ₂ O ₃	0,36	0,58	0,30	0,29	0,35
Fe ₂ O ₃	1,45	1,99	1,64	0,90	1,58
FeO	4,74	4,36	4,72	5,11	4,42
MnO	0,14	0,13	0,18	0,15	0,17
NiO	0,11	0,11	0,15	0,14	0,09
MgO	33,38	31,74	33,14	33,00	33,43
CaO	0,59	1,76	0,58	0,56	0,60
Na ₂ O	-	-	0,10	0,16	0,18
K ₂ O	-	-	0,09	0,15	0,06
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,13	0,08	0,09
Сумма	99,53	99,57	99,84	99,73	99,92
Si	1,881	1,869	1,873	1,887	1,879
Al ^{IV}	0,119	0,131	0,127	0,113	0,121
Al ^{VI}	0,063	0,093	0,056	0,072	0,066
Ti	0,004	0,008	0,003	0,003	0,003
Cr	0,010	0,016	0,006	0,006	0,008
Fe ³⁺	0,038	0,052	0,040	0,031	0,040
Fe ²⁺	0,138	0,128	0,140	0,150	0,130
Mn	0,004	0,003	0,006	0,005	0,004
Ni	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Mg	1,734	1,665	1,730	1,700	1,724
Ca	0,022	0,033	0,021	0,020	0,023
Na	-	-	0,006	0,009	0,010
K	-	-	0,002	0,006	0,002
ΣR ^{I-III}	2,015	2,000	2,012	2,004	2,012
Mg-компонент	89,9	88,7	89,6	89,4	89,8
Fe-компонент	9,1	9,6	9,3	9,5	8,9
Ca-компонент	1,0	1,7	1,1	1,1	1,3
f	9,2	9,6	9,4	9,3	8,9

Примечание. Средние составы по вулканам: 1 - Андриановскому, 2 - Веселому, 3 - Борисовскому, 4 - Свягинскому, 5 - Медвежьему, 6 - Вострецовскому, 7 - Дальнему, 8 - Верхне-Бикинскому, 9 - Заурскому-1, 10 - Болоньскому, 1,8 - по И.Н. Говорову, 2-5, 7, 10 - по Э.Д.Голубе-

(ны 6 О) и некоторые параметры состава (мол. %) энстатита из лерцолитов

	6(9)	7(5)	8(4)	9(6)	10(2)	11(50)	12(58)
	54,96	54,14	54,45	54,24	53,36	54,29	54,55
	0,11	0,14	0,17	0,14	0,11	0,14	0,12
	4,77	5,38	4,95	5,12	4,22	4,80	4,21
	0,27	0,21	0,60	0,36	0,41	0,35	0,49
	0,97	2,72	0,91	2,72	2,28	1,62	1,48
	5,46	3,52	5,05	3,27	4,55	4,58	5,52
	0,16	0,18	0,14	0,14	0,18	0,16	0,14
	0,10	0,08	0,10	0,10	0,10	0,11	0,11
	32,27	32,45	32,87	32,79	34,25	32,85	32,82
	0,68	0,71	0,47	0,72	0,74	0,70	0,83
	0,24	0,25	-	0,14	-	0,17	0,17
	0,10	0,08	-	0,06	-	0,09	0,10
	-	0,08	0,14	0,12	0,08	0,11	-
	100,09	99,94	99,85	99,92	100,28	99,97	100,54
	1,900	1,871	1,889	1,876	1,853	1,882	1,883
	0,100	0,129	0,111	0,124	0,147	0,118	0,117
	0,092	0,091	0,090	0,084	0,023	0,077	0,056
	0,002	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,003
	0,008	0,007	0,016	0,009	0,011	0,009	0,014
	0,025	0,066	0,023	0,071	0,060	0,042	0,040
	0,158	0,110	0,147	0,094	0,132	0,134	0,160
	0,004	0,005	0,004	0,003	0,005	0,004	0,004
	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
	1,662	1,670	1,699	1,690	1,775	1,698	1,683
	0,025	0,019	0,016	0,027	0,022	0,023	0,031
	0,014	0,019	-	0,010	-	0,012	0,012
	0,004	0,003	-	0,002	-	0,003	0,004
	1,997	1,996	2,001	1,996	2,033	2,004	2,009
	88,6	89,4	90,1	89,7	89,4	89,4	87,8
	10,0	9,2	9,0	8,8	9,8	9,3	10,6
	1,4	1,4	0,9	1,5	0,8	1,3	1,6
	10,0	9,2	9,1	9,1	9,9	9,4	10,6

вой, 6, 9 - по Е.П.Денисову, 11 - средний состав для Сихотэ-Алинской области; 12 - средний состав, по Е.П.Денисову [87]. Аналитики Е.А.Лаговская, С.П. Славкина, Т.П. Шпак.

Таблица 69

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в энстатите из перцолитовых ксенолитов Дальнего Востока

Элемент	1(4)	2(6)	3(4)	4(7)	5(7)	6(3)	7(9)	8(5)	9(4)	10(4)	11(3)
Ni	840	906	1208	940	736	500	655	613	578	408	943
Co	61	87	120	93	66	47	54	50	45	42	94
Cr	2900	2783	2068	1980	1950	1490	1960	1420	2066	750	1020
V	92	72	62	60	50	45	57	36	53	25	34
Ti	900	1448	880	780	648	660	727	609	593	359	377
Cu	29	38	7,6	15	16	23	12	15	32	23	18
Zn	49	41	19	29	24	23	22	8,8	52	61	63
Pb	4,3	2,8	3,5	3,4	1,6	3,5	3,0	1,6	2,8	1,8	1,5
Ag	0,041	0,039	0,097	0,122	0,047	0,070	0,093	0,065	0,047	0,045	0,048
Mo	-	-	-	1,6	0,5	-	0,7	1,0	-	-	-
Sn	4,4	1,6	2,3	2,8	2,0	2,8	2,8	1,8	2,5	2,0	2,8
W	-	-	-	2,0	1,2	-	1,1	3,1	-	-	-
Ga	6,5	7,1	4,2	5,1	4,9	3,8	4,4	3,5	6,5	3,8	4,6
Zr	38	50	77	72	82	76	62	118	35	77	66
B	1,5	2,1	2,9	4,6	3,1	3,3	5,3	1,9	1,6	1,3	2,5
Ni/Co	13,77	10,41	10,07	10,11	11,15	10,64	12,13	12,26	12,84	9,71	10,03
Cr/V	31,52	38,65	33,35	33,00	39,00	33,11	34,39	39,44	39,00	30,00	30,00

Примечание. Ксенолиты из вулканов: 1 - Андриановского, 2 - Веселого, 3 - Борисовского, 4 - Свиягинского, 5 - Медвежьего, 6 - Сальского, 7 - Вострецовского, 8 - Дальнего, 9 - Верхне-Бикинского, 10 - Заурского-1, 11 - Болоньского; 1, 9 - по И.Н.Говорову, 2-6, 8, 11 - по Э.Д. Голубевой, 7, 10 - по Е.П.Денисову. Аналитики Е.Д.Голубева, А.П. Гречищева.

от того, что цирконий не имеет фиксированного изоморфного положения и может занимать различные места катионов в кристаллической решетке энстатита. Галлий изоморфен с алюминием, что подтверждают корреляционные связи галлия и алюминия в энстатите Свиягинского вулкана (табл. 70). Природа примесей Zn, Pb, Ag остается неясной, так как они все коррелируют с кремнекислотой, кальцием и в объединенной выборке с калием.

По уровню содержаний микроэлементы энстатита могут быть разделены на пять групп: 1) с содержанием тысяч граммов на тонну - Cr; 2) сотен г/т - Ni, Ti; 3) десятков г/т - Co, V, Cu, Zn, Zr; 4) единиц г/т - Ga, Sn, Pb, B; 5) менее 1 г/т - Ag (табл. 69). Сравнение средних содержаний микроэлементов энстатита, отобранного из ксенолитов различных вулканических построек выявляет ту же, что и для оливина, тенденцию в пространственном распределении конституэнтных микропримесей - хрома, никеля, титана, ванадия и кобальта. Содержание названных элементов в энстатите в общем понижается с юга на север, начиная снова возрастать при переходе от вулкана Заурского к Болоньскому (табл. 69). Максимальное содержание хрома (2900 г/т) установлено в энстатите Андриановского вулкана. При переходе к вулканам Веселому, Борисовскому и далее оно постепенно падает, достигая минимума (750 г/т) в энстатите вулкана Заурского. В энстатите включений Болоньского вулкана содержание хрома повышается до 1020 г/т. Исключение из этой региональной закономерности, как и в случае оливина, составляют энстатиты из включений вулканов Вострецовского и Верхне-Бикинского, которые содержат соответственно 1960 и 2066 г/т хрома.

Совершенно аналогичный характер распределения имеет ванадий. В распределении титана аномалия вулкана Вострецовского сохраняется, а аномалия Верхне-Бикинского вулкана исчезает. Вместе с тем появляется аномально высокое содержание титана в энстатите из включений вулкана Веселого. Для никеля и кобальта наиболее высокие содержания зафиксированы в энстатите включений Борисовского вулкана (1208 и 120 г/т), а энстатит включений Веселого и Андриановского вулканов отличается несколько пониженным содержанием обоих элементов. Аномально низкие содержания никеля и кобальта отмечаются также в энстатите ксенолитов Сальского вулкана; аномалии же Вострецовского и Верхне-Бикинского вулканов для данных элементов не проявляются.

Диопсид лерцолитовых ксенолитов образует чаще всего ксеноморфные зерна ярко-зеленого цвета, находящиеся в сростаниях с выделениями оливина, энстатита и шпинели. Химические анализы (табл. 71) показывают, что состав диопсида из ксенолитов различных вулканов колеблется в очень узких пределах: содержание магниевого компонента меняется от 46,4 до 51,2, кальциевого - от 38,2 до 43,0, железистого - от 4,1 до 6,8, жадеитового - от 4,2 до 6,4 молекулярных процентов. Соотношение окисного и закисного железа в диопсиде испытывают довольно существенные колебания. Одна-

Таблица 70

Матрица коэффициентов корреляции микроэлементов с формуль-

Элемент	Si	Al	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺
Ni	0,49				-0,79 -0,43
		-0,36			
Co	0,92 -0,40	-0,40	-0,90 0,33	0,74	
Cr	0,58 0,65		-0,55 -0,74	0,70 0,81	-0,44
		-0,37			
V	0,68	-0,65	-0,69	-0,63 0,80	-0,50 -0,37
Ti	0,64				-0,46 -0,50
Cu			-0,54		
Zn	0,72 0,94		-0,41 -0,94 -0,33	0,86 -0,33	-0,77
Pb	0,50 0,50	-0,42	-0,40 -0,63		-0,43
Ag	0,42 0,70				-0,67 -0,35
		0,57	0,41		
Ga					-0,57
Sn	0,52 0,40				-0,52 -0,77 -0,48
Zr	-0,53 0,60	0,50	0,40 -0,65	0,96	0,54
B	-0,89	-0,73 -0,70 -0,37			

Примечание. Первая строчка - Свягинский вулкан, $n = 7$, $\rho = 0,582$; вторая строчка - вулкан Дальний, $n = 5$, $\rho = 0,669$; третья строчка - объединенная выборка, $n = 24$, $\rho = 0,366$.

НЫМИ КОЛИЧЕСТВАМИ КОМПОНЕНТОВ ЭНСТАТИТА

	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	f
	0,56 0,73		-0,44 0,55		-0,61	-0,42
		0,40		-0,79		
	0,44 0,47			-0,83		-0,91
		0,54		-0,32		
	-0,41	-0,47 0,46	-0,48 0,86	0,49 -0,41 0,39		-0,44 -0,92
	0,65 0,45	0,61 0,62	0,64	-0,43		-0,87
					0,31	
		0,91		0,49 0,35	-0,55 -0,41	
			0,81	-0,55 0,53	0,64	
		-0,45	-0,68 0,79 0,53	-0,71		-0,52 -0,87
				-0,56		-0,72
	0,56 0,31			-0,42		-0,48
		-0,62	0,50		0,35	
		-0,40 0,84	0,47 0,30			0,72
	0,42 0,52 0,57			-0,90		
		0,80			-0,49	
			0,46 0,98		0,52 0,61 0,54	0,76 0,78
	0,61			-0,74		
				0,64	-0,86	

Таблица 71

Химический состав (% массы), содержание катионов (на 6 O)
ксенолитов Дальнего Востока

Компонент	1(2)	2(3)	3(1)	4(6)	5(3)
SiO ₂	51,28	50,39	52,78	51,94	51,08
TiO ₂	0,59	0,67	0,26	0,53	0,51
Al ₂ O ₃	6,16	6,23	5,50	6,59	6,41
Cr ₂ O ₃	1,08	1,11	1,03	0,62	0,79
Fe ₂ O ₃	1,49	1,22	0,76	2,45	2,84
FeO	1,78	2,11	2,06	1,25	1,50
MnO	0,12	0,11	0,06	0,08	0,07
NiO	0,06	0,06	0,04	0,08	0,05
MgO	16,39	17,41	16,00	15,22	16,12
CaO	18,49	18,35	19,09	19,13	18,31
Na ₂ O	1,64	1,46	1,15	1,43	1,57
K ₂ O	0,12	0,10	0,12	0,13	0,11
P ₂ O ₅	0,14	0,18	0,04	0,15	0,10
Сумма	99,34	99,40	98,89	99,60	99,46
Si	1,872	1,834	1,930	1,900	1,856
Al ^{IV}	0,128	0,166	0,070	0,100	0,144
Al ^{VI}	0,137	0,100	0,160	0,149	0,134
Ti	0,016	0,018	0,008	0,014	0,014
Cr	0,030	0,029	0,027	0,018	0,019
Fe ³⁺	0,040	0,039	0,020	0,067	0,050
Fe ²⁺	0,054	0,063	0,050	0,051	0,048
Mn	0,002	0,004	0,002	0,002	0,002
Ni	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002
Mg	0,885	0,960	0,868	0,810	0,880
Ca	0,718	0,713	0,746	0,750	0,757
Na	0,113	0,102	0,079	0,097	0,097
K	0,003	0,004	0,004	0,005	0,004

и некоторые параметры состава (мол.%) диопсида из лерцолитовых

	6(8)	7(3)	8(4)	9(6)	10(36)	11(66)
	50,80	51,23	51,39	51,07	51,15	50,74
	0,68	0,50	0,48	0,53	0,56	0,47
	6,54	7,05	5,55	7,23	6,51	5,65
	0,86	0,76	1,57	0,77	0,91	1,00
	1,86	2,30	0,93	1,11	1,74	1,38
	1,44	1,92	2,35	1,81	1,71	2,53
	0,10	0,08	0,11	0,09	0,09	0,11
	0,10	0,07	0,06	0,08	0,07	0,15
	16,22	16,18	16,11	16,06	16,01	16,61
	19,53	18,43	18,68	19,29	18,97	19,59
	1,69	1,02	1,56	1,34	1,47	1,33
	0,07	0,11	0,11	0,06	0,09	0,09
		0,06	0,16	0,05	0,11	-
	99,89	99,71	99,06	99,49	99,39	99,65
	1,852	1,856	1,895	1,852	1,867	1,856
	0,148	0,144	0,105	0,148	0,133	0,144
	0,135	0,157	0,136	0,162	0,142	0,102
	0,019	0,014	0,012	0,015	0,015	0,012
	0,023	0,025	0,046	0,024	0,026	0,023
	0,044	0,061	0,024	0,030	0,043	0,039
	0,040	0,059	0,073	0,056	0,045	0,077
	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,006
	0,887	0,865	0,887	0,867	0,874	0,908
	0,764	0,707	0,699	0,749	0,739	0,759
	0,073	0,088	0,110	0,087	0,092	0,096
	0,002	0,003	0,004	0,002	0,003	0,004

Таблица 71 (окончание)

Компонент	1(2)	2(3)	3(1)	4(6)	5(3)
ΣR^{I-III}	2,000	2,028	1,965	1,965	2,007
Mg-компон.	48,8	51,2	49,0	46,4	48,0
Fe-компон.	5,3	5,2	4,1	5,9	5,2
Ca-компон.	39,5	38,2	42,2	43,0	41,4
Na-компон.	6,4	5,4	4,7	4,7	5,4
f	9,7	9,2	7,5	10,5	9,8

Примечание. Средние составы по вулканам: 1 - Андриановскому, 2 - Веселому, 3 - Борисовскому, 4 - Свягинскому, 5 - Медвежьему, 6 - Вострецовскому, 7 - Дальнему, 8 - Верхне-Бикинскому, 9 - Заурскому-1; 1, 8 - по И.Н.Говорову, 2-5, 7 - по Э.Д.Го-

ко какой-либо закономерности в изменении этой величины, в отличие от энстатита, не устанавливается. Возможно, такая закономерность не выявлена вследствие аналитических погрешностей в определении различных валентных форм при относительно низком содержании железа в минерале. Но, может быть, она вообще отсутствует в связи с более сложным составом диопсида по сравнению с энстатитом. Средние цифры по диопсиду всех проанализированных образцов Дальнего Востока близки к среднему составу диопсида лерцолитовых ксенолитов мира, выведенному Е.П. Денисовым [86].

Сравнивая анализы диопсида из лерцолитов и зеленых пироксенитов, мы видим, что последние отличаются лишь несколько повышенным содержанием глинозема. Для диопсида черных пироксенитов кроме того характерно повышенное содержание железа и соответственно несколько пониженное содержание магния (см. табл. 65).

Количественный спектральный анализ диопсида из лерцолитов показал, что по уровню содержаний находящихся в нем микроэлементы разделяются на пять групп: 1) с содержанием тысяч граммов на тонну - Cr, Ti; 2) сотен г/т - Ni, V; 3) десятков г/т - Co, Cu, Zr; 4) единиц г/т - Zn, Pb, Ga, Sn, B; 5) менее 1 г/т - Ag (табл. 72). Расчет корреляционных связей микроэлементов с формульными количествами главных и второстепенных компонентов диопсида (табл. 73) позволяет сделать следующие выводы о кристаллохимическом положении элементов-примесей. Как известно, натрий входит в диопсид с жадеитовой составляющей. Устойчивая концентрация калия в пироксенах имеет структурный характер (ка-

	6(8)	7(3)	8(4)	9(6)	10(36)	11(66)
	1,991	1,982	1,995	1,996	1,991	2,028
	48,9	48,4	49,3	48,4	48,5	48,1
	4,8	6,8	5,5	4,9	5,3	6,3
	42,1	39,7	38,9	41,8	41,6	40,3
	4,2	5,1	6,3	4,9	5,0	5,3
	9,9	12,2	9,9	9,2	9,9	11,5

лудевой, 6, 9 - по Е.П.Денисову; 10 - средний состав для Сихотэ-Алинской области; 11 - средний состав по Е.П.Денисову [86]. Аналитики Е.А.Лаговская, С.П.Славкина, Т.П.Шпак.

лий замещает кальций и натрий), причем содержание изоморфной примеси калия в пироксенах увеличивается с увеличением давления, т.е. увеличение давления благоприятствует вхождению калия в клинопироксены [228]. Хром имеет значимую положительную связь с алюминием в шестерной координации и сильную положительную связь с магнием, следовательно он входит в группу элементов с шестерной координацией, замещая алюминий. Для ванадия наиболее характерна сильная положительная связь с алюминием в шестерной координации, кроме того, ванадий коррелирует с Cr. Для Cu, Zn, Pb, Sn, Zr более всего характерны значимые сильные связи либо с закисным железом, либо с коэффициентом железистости, что указывает на их изоморфное замещение этого катиона.

Сравнение средних содержаний микроэлементов диопсида, отобранного из ксенолитов различных вулканических построек, выявляет закономерности в распределении конституэнтных примесей, близкие к вышеописанным для оливина и энстатита (табл. 72). Отличительная особенность распределения микроэлементов в диопсиде заключается в том, что в южной группе вулканов максимальные содержания всех примесей приходятся либо на Борисовский Ni, V, либо на Веселый Cr, Ti вулканы, тогда как в диопсиде ксенолитов Андриановского вулкана, занимающего крайне южное положение, содержания всех микроэлементов, особенно никеля, заметно снижаются. Аномально высокие содержания всех конституэнтных микроэлементов отмечаются в диопсиде из ксенолитов Вострецовского вулкана, хрома - в диопсиде вулкана Дальнего. Аномально понижено содержание никеля в диопсиде Верхне-Бикинского вулкана.

Таблица 72

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в диопсиде из перцолитовых ксенолитов Дальнего Востока

Элемент	1(3)	2(5)	3(2)	4(7)	5(4)	6(3)	7(6)	8(2)	9(4)	10(4)	11(2)
Ni	243	592	623	640	600	565	805	530	305	300	320
Co	33	45	45	74	56	39	41	21	31	27	25
Cr	7390	7590	6523	4264	3600	2433	5866	5200	3875	996	1800
V	160	168	250	198	180	150	358	170	143	900	100
Ti	3540	4020	4000	3803	3480	3220	3497	2700	2880	3180	3250
Cu	28	55	10	26	23	24	10	14	25	20	19
Zn	11	8,3	8,5	9,8	6,6	6,6	15	8,3	7,9	25	19
Pb	5,6	4,5	1,5	4,4	3,2	3,0	2,3	5,2	5,6	1,6	5,6
Ag	0,081	0,104	0,210	0,150	0,108	0,100	0,124	0,100	0,070	0,039	0,060
Sn	2,7	2,6	2,2	3,0	2,1	2,2	1,7	2,0	2,3	1,6	1,7
Ga	8,3	12	5,6	5,4	5,9	3,7	5,8	4,8	8,0	2,4	3,2
Zr	60	48	71	96	108	95	90	100	61	83	56
B	0,9	2,2	3,0	2,2	2,8	2,8	2,5	1,5	0,7	1,5	1,9
Ni/Co	7,36	13,16	13,84	8,65	10,71	14,49	19,63	25,24	9,84	11,11	12,80
Cr/V	46,19	45,18	26,09	21,54	20,00	16,20	16,39	30,59	27,10	9,96	18,00

Примечание. Ксенолиты из вулканов: 1 - Андриановского, 2 - Веселого, 3 - Борисовского, 4 - Свягинского, 5 - Медвежьего, 6 - Сальского, 7 - Востречовского, 8 - Дальнего, 9 - Верхне-Бикинского, 10 - Заурского-1, 11 - Болоньского; 1, 9 - по И.Н.Говорову, 2-6, 8, 11 - по Э.Д.Голубевой, 7, 10 - по Е.П.Денисову. Аналитик Э.Д.Голубева.

Таблица 73

Матрица коэффициентов корреляции микроэлементов с формульными количествами компонентов диоксида ($n = 12$; $\rho = 0,457$)

Элемент	Si	Al	Al ^{VI}	Al ^{IV}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	f
Ni	0,56		0,59								
Co		-0,51	-0,36				0,38				
Cr		-0,39	0,52				0,59	-0,56	-0,54		
V	0,41		0,73								
Ti								-0,40			
Cu				0,50						0,44	0,56
Zn				-0,67							
Pb											0,78
Ag	0,57		0,62				-0,48				
Ga	0,45	-0,54	0,38	-0,41							
Sn				-0,34							
Zr	-0,41					0,43			0,35		0,50
B	-0,52		-0,42	0,40	0,96	0,45	0,36			-0,35	
										0,72	

Таблица 74

Химический состав (% массы), содержание катионов и некоторые Дальнего Востока

Компонент	1(2)	2(3)	3(2)	4(2)
SiO ₂	0,76	6,27	2,66	2,13
TiO ₂	0,23	0,17	0,11	0,15
Al ₂ O ₃	54,05	52,03	51,65	53,54
Cr ₂ O ₃	10,10	9,32	11,58	10,48
Fe ₂ O ₃	4,34	1,12	0,48	1,53
FeO	9,17	9,11	10,54	10,48
MnO	0,12	0,10	0,17	0,11
NiO	-	0,60	0,48	0,64
MgO	21,12	20,83	21,27	20,43
CaO	0,12	0,70	0,96	0,75
Сумма	100,01	100,25	99,90	100,24
Al	1,746	1,730	1,660	1,690
Cr	0,202	0,199	0,256	0,226
Fe ³⁺	0,045	0,056	0,021	0,075
Ti	0,007	0,003	0,002	0,003
Mg	0,814	0,850	0,842	0,800
Fe ²⁺	0,185	0,150	0,209	0,193
Ni	-	0,013	0,010	0,013
f	22,1	19,5	23,7	24,8
φ'	11,7	10,3	10,7	11,7

Примечание. Средние составы по вулканам: 1 - Борисовскому, 2 - Свягинскому, 3 - Медвежьему, 4 - Сальскому, 5 - Вострцовскому, 6 - Дальнему, 7 - Болоньскому; 8 - средний состав шпинели из лерцолитов; 9 - шпинель из зеленых пироксенитов вулкана

параметры состава (мол.%) шпинели из ультраосновных ксенолитов

	5(10)	6(5)	7(1)	8(25)	9(1)
	1,49	2,50	1,42	-	Следы
	0,16	0,26	0,23	0,18	0,42
	55,57	55,47	53,91	56,14	61,32
	10,89	9,08	11,89	10,57	6,41
	1,65			1,74	1,68
	9,82	12,14	12,03	10,07	8,06
	0,06	0,11	0,12	0,09	0,18
	0,38	0,25	-	0,42	-
	19,96	19,97	19,76	20,79	22,07
	0,19	0,22	0,53	-	Следы
	100,17	100,00	99,89	100,00	100,14
	1,735	1,730	1,713	1,722	1,840
	0,208	0,198	0,254	0,212	0,129
	0,040	0,087	0,023	0,056	0,040
	0,003	0,006	0,010	0,004	0,008
	0,788	0,792	0,803	0,806	0,838
	0,211	0,190	0,197	0,193	0,132
	0,009	0,005	-	0,007	-
	23,8	23,2	21,3	23,6	17,0
	11,7	10,2	12,9	11,0	7,0

Заурского-1. Образцы из коллекций Э.Д.Голубевой, Е.П.Денисова, С.А.Щеки; аналитики Е.А.Лаговская, С.П. Славкина, Ж.А.Щека, Т.П.Шпак.

Таблица 75

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в шпинели из лерцолитовых ксенолитов Дальнего Востока

Элемент	1(3)	2(1)	3(3)	Элемент	1(3)	2(1)	3(3)
Ni	1230	1450	1007	Mo	1,8	-	1,7
Co	110	260	107	Sn	8,3	9,6	6,7
V	817	560	717	Ga	77	66	17
Cu	79	40	56	Zr	80	150	65
Zn	727	520	363	Ni/Co	11,18	5,58	9,41
Ag	0,052	0,020	0,069				

Примечание. Средние составы по вулканам: 1 - Борисовскому, 2 - Востречовскому, 3 - Дальнему. Аналитик Э.Д.Голубова.

Шпинель присутствует в виде мелких изометричных зерен темного цвета. Зерна шпинели концентрируются вблизи выделений пироксенов, часто образуя в них идиоморфные микрокристаллы - включения. Включения шпинели изредка наблюдаются и в оливине. Эти наблюдения позволяют считать, что кристаллизация шпинели происходила в две стадии, которым соответствуют две генерации: 1) редкие идиоморфные микровключения в пироксенах и оливине; 2) зерна неправильной формы, которые наряду с оливином и пироксенами являются основной минеральной составляющей перидотитов и пироксенитов [84]. Химические анализы шпинели из лерцолитов и зеленых пироксенитов, приведенные в табл. 74, показывают, что состав шпинели лерцолитовых включений из отдельных вулканов Дальнего Востока не обнаруживает существенных колебаний: железистость минерала от 19,5 до 24,8, составляя в среднем 23,6 мол.%; хромистость - от 10,0 до 12,9, в среднем 11,0 мол.%. Шпинель пироксенита отличается пониженным содержанием хрома ($f' = 7,0$ мол.%) и железа ($f = 17,0$ мол.%) и несколько повышенным содержанием окиси титана (0,42 против 0,18% в шпинели из лерцолита). Каким-либо закономерностей изменения состава шпинели в зависимости от пространственного расположения вулканов не выявляется.

Шпинель лерцолитовых ксенолитов Дальнего Востока по составу очень близка к шпинели из лерцолитовых ксенолитов Забайкалья, но шпинель лерцолитов минусинских вулканов отличается от шпинели дальневосточных и забайкальских вулканов более высокой хромистостью и железистостью. Шпинель из черных пироксенитов Минусы еще более богата железом, чем шпинель из лерцолитов этого региона, но имеет очень низкую хромистость.

Количественный спектральный анализ дальневосточных шпинелей показал, что содержание никеля, кобальта, серебра, молибдена, цир-

кония в минерале находится на том же уровне, что и в оливине и энстатите лерцолитовых ксенолитов, тогда как содержание ванадия, меди, цинка, олова и галлия существенно выше, чем в названных силикатах (табл. 75). Наиболее высокие концентрации отмечаются для ванадия и цинка.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КСЕНОЛИТОВ И СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В настоящее время существует несколько концепций происхождения ксенолитов перидотитов и пироксенитов в щелочных базальтах. Наиболее распространенная из них предполагает, что эти ксенолиты представляют собой отторженцы субстрата верхней мантии, в той или иной степени потерявшего свой первоначальный состав в результате выплавления пикритового и базальтового расплавов. Согласно другой концепции ксенолиты рассматриваются как гомеогенные включения, т.е. скопления первовыделений оливина, пироксенов и шпинели, кристаллизовавшихся из базальтовой магмы в глубинных магматических очагах при повышенном давлении. Наконец, некоторые исследователи, хотя и рассматривают включения как ксенолиты, но считают их обломками не мантийных, а коровых пород, принадлежащих, в частности, ультраосновным интрузивам, входящим в состав фундамента щелочнобазальтовых вулканов. Не ставя перед собой задачи критического рассмотрения трех названных концепций укажем, что обширная сводка литературных источников, посвященных характеристике глубинных ксенолитов, приведена в брошюре И.М. Волохова [45]; новейшие оригинальные материалы по петрографии и минералогии ксенолитов изложены в недавно вышедшей монографии под редакцией акад. В.С. Соболева, Н.Л.Добрецова и Н.В.Соболева [58].

Полученные авторами геохимические данные показывают, что включения перидотитов и пироксенитов в щелочных базальтах Дальнего Востока не могут рассматриваться как кумуляты вмещающей базальтовой магмы и тем более как обломки ультраосновных интрузивов и представляют собой отторженцы субстрата верхней мантии, вынесенные базальтовой магмой при ее пароксимальном подъеме с больших глубин на поверхность. Главным доказательством этого вывода являются установленные закономерности пространственного изменения концентраций когерентных микроэлементов в минералах лерцолитовых ксенолитов. Эти изменения прямо не связаны с петрогеохимическими различиями самих щелочных базальтов, что исключает гомеогенную природу включений.

Как видно из табл. 87, суммирующей полученные данные по распределению когерентных микроэлементов в минералах ксенолитов и базальтах отдельных вулканов, наиболее высокие содержания фематильных микроэлементов в общем характерны для ксенолитов южной группы вулканов (Андриановский, Веселый, Борисовский), хотя базальты этих вулканов большей частью представлены менее основны-

Таблица 76

Химический состав (% массы) глубинных ксенолитов Дальнего Востока

Компонент	1(4)	2(11)	3(4)	4(3)	5(5)	6(3)
SiO ₂	45,18	44,15	45,23	44,90	45,22	44,13
TiO ₂	0,12	0,26	0,20	0,22	0,12	0,15
Al ₂ O ₃	3,54	3,26	3,85	3,57	3,87	3,48
Cr ₂ O ₃	0,18	0,28	0,16	0,18	0,13	-
Fe ₂ O ₃	0,49	1,36	0,65	1,09	0,49	0,60
FeO	7,15	7,17	7,08	7,61	7,10	9,70
NiO	0,30	0,20	0,23	0,24	0,31	-
MnO	0,13	0,15	0,21	0,15	0,13	0,14
MgO	39,59	39,09	38,95	39,03	39,86	38,73
CaO	2,15	3,00	2,28	1,78	2,13	2,28
Na ₂ O	0,28	0,28	0,30	0,33	0,26	0,27
K ₂ O	0,04	0,08	0,11	0,10	0,04	0,09
P ₂ O ₅	0,06	0,02	0,08	0,10	0,06	0,04
H ₂ O ⁺	0,76	0,24	0,76	0,91	0,50	0,10
H ₂ O ⁻	0,13	0,17	0,17	0,30	0,16	0,00
Сумма	100,10	99,71	100,00	99,51	100,38	99,71

Примечание. 1-6 - ксенолиты шпинелевых лерцолитов из вулканов Борисовского (1), Свягинского (2), Медвежьего (3), Вострещовского (4), Дальнего (5), Заурского-1 (6); 7 - средний состав; 8 - средний состав, по Е.П.Денисову [88]; 9 - ксенолит черного пироксенита из вулкана Дальнего; 10 - ксенолит черного пироксенита из вулкана Веселого; 11 -

ми разностями, чем базальты центральной группы вулканов (Свягинский, Медвежий, Сальский, Вострещовский) и характеризуется такими же, как они, или несколько менее значительными концентрациями фемафильных микроэлементов. Базальты вулкана Дальнего (северная группа) в петрогеохимическом отношении идентичны базальтам центральной группы. Однако содержания когерентных микроэлементов в минералах ксенолитов этого вулкана в целом значительно ниже, чем в минералах ксенолитов вулканов центральной группы. Вместе с тем, минералы ксенолитов Верхне-Бикинского вулкана, относящегося к северной группе, но в петрогеохимическом отношении более близком к вулканам южной группы, отличаются максимальными концентрациями когерентных микроэлементов.

и некоторых гипотетических пород верхней мантии

	7(30)	8(28)	9(1)	10(1)	11(1)	12	13
	44,70	44,26	46,56	43,30	48,80	45,03	43,06
	0,19	0,23	0,70	0,94	0,44	0,19	0,58
	3,53	3,00	9,01	12,80	8,48	5,96	3,99
	0,19	0,30	0,34	-	-	0,85	0,42
	0,90	1,88	5,50	3,46	2,86	1,22	1,66
	7,44	6,63	5,74	2,84	2,13	6,07	6,66
	0,23	0,20	-	0,16	0,13	0,17	0,39
	0,15	0,14	0,25	-	-	0,14	0,13
	39,22	39,94	17,69	21,82	20,33	35,14	39,32
	2,39	2,30	13,41	11,91	13,62	4,07	2,65
	0,28	0,32	0,81	0,96	1,00	0,39	0,61
	0,07	0,12	0,13	0,16	0,20	0,08	0,22
	0,05	0,04	-	0,48	0,30	0,11	0,08
	0,49	0,64	0,06	0,71	0,53	-	0,21
	0,17		0,06	-	0,70	-	
	100,00	100,00	100,20	99,54	99,52	99,42	99,98

ксенолит зеленого пироксенита из вулкана Вострещовского; 12 - первичный шпинелевый лерцолит Дальнего Востока; 13 - пиролит [201]. 1, 3-5 - по Э.Д.Голубевой и Е.П.Денисову; 2 - по Э.Д.Голубевой, Е.П.Денисову, В.А.Кутолину, В.М.Фроловой; 6, 9-11 - по Е.П.Денисову.

Таким образом, для большей части вулканов Приморья прямой зависимости между содержаниями когерентных микроэлементов в базальтах и минералах ксенолитов не устанавливается. Напротив, для некоторых вулканов (южная группа и Верхне-Бикинский) намечается даже обратная зависимость, которая объясняется, очевидно, различиями геологической позиции вулканов и термодинамического режима глубинных зон, а не составом базальтов, вмещающих ксенолиты.

Однако было бы неправильным полностью отрицать взаимосвязь уровней концентрации когерентных микроэлементов в базальтах и минералах ксенолитов. В этом убеждают данные по вулканам приамурской части Сихотэ-Алинской складчатой области - Заурскому и Болоньскому, занимающим крайнее северное положение в изучен-

ных вулканических цепочках. Как указывалось выше, минералы ксенолитов Заурского вулкана характеризуются минимальными содержаниями фемафильных микроэлементов. Этому соответствуют очень низкие содержания фемафилов в базальтах вулканов Верхне-Ануйской группы, хотя в петрохимическом отношении эти базальты ничем особым не выделяются из щелочнобазальтовой ассоциации Дальнего Востока. По сравнению с Зауральским вулканом в минералах ксенолитов севернее расположенного Болоньского вулкана содержания фемафильных микроэлементов повышаются. Соответственно выше и уровень содержаний фемафилов в болоньских базальтах. Для хрома, ванадия и кобальта он достигает уровня базальтов Вострецовского вулкана, но для никеля остается сравнительно низким. Таким образом, снижение уровня содержаний фемафильных микроэлементов в подкоровом субстрате в конечном счете начинает влиять и на геохимические свойства выплавленных базальтовых расплавов, обуславливая их бедность фемафилами.

Содержание главных окислов в лерцолитовых ксенолитах отдельных вулканов (табл. 76) колеблется в очень узких пределах, средний же состав мантийного лерцолита Сихотэ-Алиня очень близок к среднему составу лерцолитовых ксенолитов, выведенному Е.П.Денисовым [88] на основании сводки литературных данных. Оба эти состава в общем близки к составу пиролита, по Д.Грину и А.Рингвуду [201], отличаясь от него несколько пониженным содержанием окислов титана, алюминия, кальция, натрия и калия. Напротив, ксенолиты черных и зеленых пироксенитов, анализ которых приведен в табл. 76, несравнимо более богаты, чем пиролит, всеми базальтическими компонентами и весьма близки к составу пикритового базальта.

Шпинелевый лерцолит подсчитанного нами среднего состава безусловно являлся главной составной частью верхней мантии Сихотэ-Алинской области к началу четвертичного периода, когда происходило внедрение щелочнобазальтовой магмы, выносившей обломки подкорового субстрата на поверхность. В явно подчиненном количестве в это время в составе субстрата находились пироксениты зеленой и черной разновидности. Однако в предшествовавший длительный период геологической истории Сихотэ-Алинской области верхняя мантия этого региона была, вероятно, более богата пироксенитами, которые являлись основным субстратом для выплавления базальтовых расплавов [89].

Представляется, что пироксениты, имеющие по сравнению с лерцолитами более высокое содержание алюминия, железа, титана и щелочей, концентрировались в верхней части мантии, подобно ильменит-флогопитовым пироксенитам Сибирской платформы. Селективное плавление этого слоя с образованием базальтовых расплавов и обедненного пироксенами и шпинелью перидотитового рестита происходило в первую очередь, чем и объясняется редкость находок пироксенитов в щелочных базальтах Дальнего Востока. Продуктами частичного плавления подкорового пироксенитового слоя можно считать, в ча-

стиости, пикритовые и базальтовые магмы, породившие геосинклинальные и частично орогенные серии Сихотэ-Алиня.

Можно предполагать, что шпинелевые лерцолиты, совместно с пироксенитами слагавшие подкорковую мантию, первоначально были также более богаты пироксенами и шпинелью и приобрели наблюдаемый ныне состав в результате выплавления базальтической компоненты. Если принять, что первичный лерцолит, подобно редко встречающимся ксенолитам, состоял из 40% оливина, 35% энстатита, 20% диопсида и 5% шпинели, то первоначальный состав его был значительно более богат алюминием и кальцием, чем пиролит (табл. 76), и мог служить наряду с пироксенитами благоприятным субстратом для выплавления базальтовых магм. Необходимо допустить также, что среди лерцолитов и пироксенитов подкорковой мантии Сихотэ-Алиня в прошлом присутствовали разности гипербазитов с ильменитом и флогопитом.

Блоки мантии, относительно богатой базальтическими компонентами, сохранялись, вероятно, на больших глубинах (100-130 км) до четвертичного периода, иначе трудно представить себе образование в мантии расплавов, давших щелочные и толеитовые базальты кайнозойского возраста. Вместе с тем, даже наличие на больших глубинах гипербазитов с повышенным содержанием алюминия, железа, кальция, титана, щелочей не может обеспечить образование таких богатых щелочами магм, какими являются щелочные базальты Сихотэ-Алиня. Поэтому, как указывалось выше, их происхождение нельзя объяснить, не предполагая привноса в зоны плавления мантийного субстрата щелочей, особенно калия, ювенильными флюидами.

Часть III

ГЛУБИННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Глава 12

ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ОСТРОВНЫХ ДУГ

Краевая зона западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса от Командорских и Алеутских островов на севере до Новой Зеландии на юге представляет собой область незавершенной кайнозойской складчатости, в которой магматизм и тектонические движения начали интенсивно проявляться в позднем мелу и продолжают развиваться по настоящее время. Особенно большую роль в формировании складчатых структур сыграли здесь движения позднеCRETИЧНОГО времени, а в формировании рельефа — поднятия четвертичного периода [135]. Основным элементом периферической зоны являются островные дуги, которые характеризуются активным вулканизмом, высокой сейсмичностью и могут рассматриваться как антиклинальные поднятия современных геосинклиналей. Со стороны континента они ограничиваются впадинами краевых морей, а со стороны океана — глубоко-водными желобами.

Несмотря на отмеченное структурное единство, отдельные островные дуги существенно различаются по характеру своего развития. Одни из них характеризуются сложным внутренним строением: наличием более древних, чем кайнозойские, складчатых структур; развитием геосинклинальных образований, сложенных вулканогенными, кремнисто-вулканогенными и терригенными формациями; разнообразием по составу (от гипербазитов до гранитоидов) интрузивным магматизмом. Примером таких "зрелых" тектонических систем [275] или островных дуг первого типа [18], для которых устанавливается переходный (местами континентальный) тип строения коры с достаточно развитым гранитно-метаморфическим слоем, являются Камчатка, Япония, Новая Гвинея, Новая Каледония. Для постлеорогенного вулканизма дуг этого типа характерны извержения больших объемов лав, высокая плотность центров извержения, наличие промежуточных очагов под вулканами и крупных кольцевых структур и кальдер, высокая степень дифференциации магм (от базальтов до липаритов), цикличность вулканических процессов с появлением игнимбитов в конце циклов, ареальный тип вулканизма в тыловых зонах.

К второму типу относятся "молодые" или собственно вулканические островные дуги, отличающиеся сравнительно простым строением (Ново-Гебридская, Тонго-Кермандекская и др.). Фундаментом островных дуг этого типа являются, за редким исключением, терригенные и осадочно-пирокластические осадки палеогенового или неогенового возраста небольшой мощности. Для них характерно также отсутствие мощных геосинклинальных отложений, небольшая мощность коры, приближающейся по типу к океанической, сравнительно небольшой объем извергнутого материала, центральный тип извержений, небольшая плотность вулканических центров, наличие интенсивных вулканических процессов как в неогене, так и в современную эпоху.

Следует добавить, что существуют островные дуги промежуточного типа, например, Курильская, Ново-Британская, Бугенвильская, которые по типу своего развития составляют переходное звено между указанными крайними представителями.

Несмотря на отличительные особенности дуг различной степени "зрелости", общим для них является широкое развитие андезитовых и андезито-базальтовых лав, определившее возникновение так называемой андезитовой линии, которая разграничивает области континента с преобладанием кислого и океана с преобладанием базальтового вулканизма. Количественное соотношение андезитов и андезито-базальтов с базальтами в различных дугах и частях одной дуги испытывает широкие вариации, что затрудняет однозначное решение вопроса о составе родоначальной магмы базальт-андезит-липаритовых комплексов островных дуг. Вместе с тем, как впервые показал Г.С. Горшков [73, 74], строение земной коры не оказывает влияния на петрохимические особенности лав островных дуг, т.е. в целом вулканизм этих структур имеет сквозькоровый характер и связан с мантийными магматическими очагами.

Наиболее обстоятельно этот вывод обоснован Г.С. Горшковым материалами по Курило-Камчатской дуге. Здесь тип земной коры меняется от чисто континентального на юге Камчатки и Северных Курилах через субконтинентальный к субокеаническому в центральной группе островов и далее на юг снова через субконтинентальный на Южных Курилах к континентальному на о. Хоккайдо.

Однако на всем этом огромном расстоянии в пределах Главной зоны вулканической дуги петрохимия лав не испытывает существенных изменений, тогда как в Западной зоне, отстоящей от Главной всего на 10-20 км и протягивающейся от Ключевой группы вулканов на Камчатке до о. Броутон в Южных Курилах, породы приобретают более щелочной характер [74, 75]. Исходя из экспериментальных данных Д. Грина и А. Рингвуда [78], Г.С. Горшков [76] объясняет указанную литеральную вариацию щелочности магм погружением геозотерм по направлению от океана к континенту, т.е. более глубоким положением магмогенерирующих очагов во внутренней, Западной, зоне островной дуги по сравнению с ее Главной зоной.

Установленная Г.С. Горшковым петрохимическая зональность Курило-Камчатской вулканической дуги подтверждена исследованиями Б.Н. Пискунова [187, 188, 189], в которых использован значительно более представительный аналитический материал, позволивший количественно (в изолиниях индекса щелочности) отобразить особенности распределения серий пород в различных частях дуги.

В последнее время концепция Г.С. Горшкова о мантийном происхождении родоначальных магм островных дуг, в частности Курило-Камчатской, начинает оспариваться. В качестве главного доказательства относительно неглубокого расположения магматических очагов, питающих вулканы, указываются специфические особенности петрохимии островодужных лав — их высокая глиноземистость, низкая магнезиальность и титанистость [188]. При этом имеется в виду, что высокоглиноземистые оливин-толеитовые расплавы, согласно экспериментам Грина и Рингвуда, формируются на глубине 15–30 км (давление 5–9 кбар), а содержание титана в расплавах, по экспериментальным данным Мак-Грегора, с уменьшением давления падает. На основании этих и других аргументов (например, обилие ксенолитов габброидного и амфиболитового состава в лавах) предпочтение отдается гипотезе селективного плавления нижней коры [188], смоделированной экспериментами Т. Грина и А. Рингвуда [80] и принятой нами для орогенных базальт-андезит-липаритовых серий Сихотэ-Алиня [66, 62].

Следует заметить, что петрохимические особенности пород сами по себе не могут служить признаком небольшой глубины залегания первичных магматических очагов и указывают лишь на глубину фракционирования расплава из кристаллизующейся родоначальной магмы, которая могла подняться с гораздо более значительных глубин. Кроме того, особенности химизма лав в принципе могут быть обусловлены не только РТ-условиями магнообразования, но и химической спецификой исходного субстрата, т.е. его изначальной обогащенностью алюминием и бедностью титаном. При решении этих вопросов существенную помощь могут оказать геохимические данные.

В своих исследованиях мы стремились по возможности охватить всю совокупность магматических пород, образующих островные дуги. В связи с этим было проведено систематическое опробование эффузивных, субвулканических и интрузивных образований о-ва Шикотан (Малая Курильская дуга), имеющих позднемеловой-третичный возраст и представляющих начальную стадию формирования геосинклинали. Позднегеосинклинали (или раннеорогенный) комплекс четвертичных базальтов, андезитов и дацитов изучался в южной части о-ва Кунашир (вулкан Менделеева, восточное побережье между мысами Курильским и Менделеева, охотское побережье в районе горы Фрагат и мыса Столчатого) и в центральной части о-ва Итуруп (вулкан Богдана Хмельницкого). Для сопоставления привлечены данные по геохимии позднемеловых-палеогеновых офиолитов о-ва Новая Гвинея (Северный прогиб) и четвертичных андезитовых лав о-ва Новая Британия (вулкан Тавурвур). Кроме того, проанализи-

рована большая коллекция габброидных и щелочных базальтов послерогенного этапа развития "зрелых" островных дуг (о-ва Новая Гвинея, Лорд-Хау, Норфолк) и прилегающей к ним части океанической области (о-ва Самоа). Все указанные коллекции собраны по нашей просьбе Н.А. Куренцовой и Г.Б. Удinceвым в период 49 рейса научно-исследовательского судна "Витязь" в 1970-1971 гг.

В геологическом строении о. Шикотан и других островов Малой гряды (Полонский, Зеленый, Танфильева) участвуют в основном верхнемеловые отложения матакотанской (кампан) и малокурильской (маастрихт) и зеленовской (дат?) свит; на верхнемеловых породах с несогласием залегают лавы и туфы комплекса гор Ноторо и Томари, возраст которого условно считается неогенчетвертичным [48]. Осадочно-вулканогенные породы образуют моноклинал, полого наклоненную в сторону океана.

По данным Т.И. Фроловой, И.А. Буриковой, В.Т. Фролова и А.В. Гушина [255], занимавшихся специальным изучением петрологии Малой гряды, слагающие ее породы могут быть подразделены на следующие формации и интрузивные комплексы: 1) крабозаводская базальтовая формация (нижняя толща матакотанской свиты); 2) матакотанская вулканогенно-малассовая формация (верхняя толща матакотанской свиты) с единичными sillами базальтов и андезитобазальтов; 3) малокурильская флишевая формация (малокурильская свита) с комплексом sillов субщелочных базальтоидов; 4) зеленовская базальт-андезитовая формация, соответствующая зеленовской свите, возраст которой, по последним данным Б.И. Васильева [32], определяется как среднемиоценовый; 5) ноторо-томаринский комплекс лав, туфов, sillов и даек базальтов и андезитобазальтов; 6) комплекс многофазных дифференцированных интрузивов (оливиновые габбро, габбро-нориты, лейкогаббро), прорывающий эффузивы зеленовской свиты и ноторо-томаринского комплекса.

Для крабозаводской формации характерно развитие однородных, слабо дифференцированных, шаровых базальтов с небольшим количеством хемогенного цементирующего материала (яшмы, микрозернистые известняки). Шаровые базальты относятся к порфировому, реже афировому типу. Вкрапленники представлены оливином, авгитом и плагиоклазом (№ 50-70) нескольких генераций. Основная масса слабо раскристаллизована. Присутствие остатков пелагической фауны в цементе шаровых лав позволяет предполагать глубоководные условия их излияний [257]. Как считают В.К. Гаврилов и Н.А. Соловьева [48], они происходили в зоне разлома, который возник в кампанском веке у северо-западного края Малой гряды и, вероятно, положил начало ее формированию.

Матакотанская формация сложена преимущественно обломочными породами при преобладании конгломерато-брекчий. Шаровые лавы играют в ней незначительную роль, образуя маломощные прослои; цементом их служит тонкозернистый пирокластический материал. Шаровые лавы представлены базальтами с большим количеством вкрапленников плагиоклаза и авгита и единичными вкрапленниками

Таблица 77

Химический состав (% массы) геосинклинальных базальтоидов и гипербазитов

Компонент	1(4)	2(2)	3(4)	4(2)	5(7)	6(2)	7(2)
SiO ₂	49,63	46,82	55,35	51,04	52,04	50,98	54,15
TiO ₂	1,44	1,03	0,76	0,68	1,02	0,69	0,57
Al ₂ O ₃	17,59	20,05	18,47	18,82	17,98	15,62	14,82
Fe ₂ O ₃	3,95	4,13	2,10	3,30	4,69	3,46	3,27
FeO	6,55	5,57	4,60	4,75	3,98	4,58	5,63
MnO	0,21	0,15	0,14	0,10	0,13	0,15	0,12
MgO	4,83	6,21	4,12	4,21	5,35	8,60	8,40
CaO	9,61	10,03	7,41	8,33	8,23	8,57	8,12
Na ₂ O	2,75	2,54	3,73	4,32	3,02	2,77	2,94
K ₂ O	0,95	0,97	1,69	1,21	1,05	0,69	0,95
P ₂ O ₅	0,49	0,44	0,43	0,32	0,43	0,39	0,39
H ₂ O ⁺	1,25	1,58	0,65	2,34	1,42	1,78	0,61
H ₂ O ⁻	0,47	0,52	0,25	0,19	0,47	1,26	0,10
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,72	100,04	99,70	99,61	99,81	99,54	100,07
Mg · 100	45,5	54,0	52,5	49,0	53,4	66,1	63,3
Mg+Fe ²⁺ +Fe ³⁺ +Mn							
q, %	2,3	-2,9	4,3	-2,3	5,8	2,0	3,8
l	3,9	1,9	-17,8	-28,9	1,9	6,0	2,3

Примечание. Остров Шикотан: 1 - базальты крабозаводской формации (бухта Крабозаводская); 2 - базальты матакотанской формации (бухта Малокуруль-ская); 3 - андезито-базальты матакотанской формации (бухта Отрадная); 4 - габбро и долериты зеленской формации (бухта Дмитрова); 5 - базальты ноторо-томаринского комплекса (гора Нотори); дмитровский комплекс - 6 - базальты,

островов Шикотана и Новой Гвинеи

	8(1)	9(6)	10(2)	11(2)	12(6)	13(2)	14(2)	15(3)
	57,01	54,10	48,57	40,86	51,69	41,27	46,24	44,92
	0,53	0,67	0,45	0,31	1,31	0,94	0,31	0,36
	15,02	17,72	13,25	6,34	16,81	19,46	11,82	3,55
	4,32	1,65	0,91	3,04	1,41	4,04	1,26	2,25
	3,68	5,55	6,77	8,90	8,02	8,60	7,98	10,74
	0,09	0,13	0,14	0,09	0,17	0,15	0,21	0,23
	5,01	6,71	14,64	30,04	4,63	8,17	14,86	22,96
	6,37	8,48	11,12	3,85	7,43	15,31	15,52	13,52
	3,63	2,92	1,52	0,47	3,57	0,73	0,57	0,24
	1,32	0,80	0,58	0,14	1,84	0,08	0,04	0,02
	0,43	0,27	0,24	0,23	0,26	0,02	0,00	0,01
	2,04	0,55	1,18	4,99	1,65	0,57	0,48	1,00
	0,57	0,13	0,18	0,55	0,17	0,12	0,04	0,05
	-	-	-	-	0,47	0,32	0,36	0,12
	100,02	99,68	99,55	99,81	99,43	99,78	99,69	99,97
	53,8	62,5	77,1	82,0	46,6	54,0	74,9	75,9
	10,9	4,2	-7,3	-20,6	-1,6	-7,6	-9,6	-15,1
	-5,7	4,6	18,1	26,3	-22,7	35,8	36,8	36,8

7 - андезито-базальты, 8 - андезиты, 9 - габбро, 10 - габбро-нориты, 11 - перидотиты (6-8 - бухта Дмитрова, 9 - гора Крайняя, 10, 11 - долина ручья Отрада); остров Новая Гвинея: 12 - базальты, 13 - лейкогаббро, 14 - мелано-габбро, 15 - верлит. Аналитики Т.Г. Ватутина, В.С. Лозинская.

оливина. Формирование вулканогенно-осадочных толщ данной формации происходило на достаточно значительной глубине у западного подножия вулканического хребта, поднявшегося к этому времени над уровнем моря [48, 257].

Малокурульская формация, обнажающаяся в центральной части о-ва Шикотан, на малых островах, а также на п-ве Немуро (о-в Хоккайдо), сложена тонкоритмичными вулканомиктовыми отложениями с прослоями туфов и многочисленными силлами трахибазальтов. Накопление шлифа происходило ниже базиса действия волн на склонах хребта, испытавшего к этому времени значительное поднятие. Распространенность трахибазальтов увеличивается с северо-востока на юго-запад к о-ву Танфильева. Они слагают силлы с

мощностью от 10-25 до 200-300 м, причем для крупных тел характерны явления дифференциации на месте [257].

Малокурульская формация, по Т.И. Фроловой и другим [257], завершает меловой этап вулканизма Малой гряды. В целом для него отмечаются следующие черты эволюции химизма магматических образований: 1) эволюция типов исходных магм от толеитовых (крабозаводская формация) через известково-щелочные (матакотанская формация) к субщелочным (малокурульская формация); 2) увеличение роли калия по мере возрастания щелочности пород; 3) более высокая магнезиальность пород конца этапа с уменьшением во времени железа к магнию. Следует заметить, что в матакотанской формации повышенной щелочностью обладают обломки лав в

сводового геосинклинального поднятия Малой гряды. Для зеленовской формации характерны грубообломочные вулканические брекчии с прослоями осадочных пород и лав, а также силлами базальтового и андезито-базальтового состава. Ноторо-томаринский комплекс характеризуется наземными извержениями лав и агломератовых туфов базальтов и андезито-базальтов, а также внедрениями субвулканических тел этих же пород.

Образования зеленовской свиты и ноторо-томаринского комплекса прорываются многочисленными и разнообразными по составу субвулканическими и интрузивными телами. Из них только дифференцированные интрузивы габброидов, слагающие крупные массивы в северо-восточной и юго-западной частях острова, выделены Т.И. Фроловой и ее сотрудниками в самостоятельный наиболее молодой комплекс, все же другие субвулканические и интрузивные тела связываются либо с зеленовской формацией, либо с ноторо-томаринским комплексом. Так, в зеленовской формации, кроме силлов и даек андезито-базальтов и андезитов, выделяются рвущие их малоглубинные тела габброидов и диоритов и еще более поздние дайки базальтов. Аналогично этому и в состав ноторо-томаринского комплекса включаются базитовые интрузивы, прорывающие субвулканические андезито-базальты и андезиты. Полученные нами материалы, как и отдельные анализы, приведенные в литературе [210, 257], показывают, что вся группа субвулканических и интрузивных тел, рвущих образования зеленовской свиты и ноторо-томаринского комплекса, включая дифференцированные интрузивы, резко отличается в петрохимическом и геохимическом отношении от более ранних магматических пород и должна быть выделена в самостоятельный вулcano-плутонический комплекс. Наиболее полно этот комплекс проявлен в окрестностях бухты Дмитрова (северо-восточная часть острова), поэтому ранее предложено именовать его дмитровским [210].

К северо-западу от бухты Дмитрова зеленовская свита прорывается субвулканическим телом сложного строения, имеющим в поперечнике около 1,5–3 км. Западная часть массива сложена порфиоровыми базальтами с вкрапленниками авгита и плагиоклаза, заключенными в интерсертальной, реже гиалопилитовой основной массе. Местами породы более раскристаллизованы и приобретают долеритовую структуру. В восточной части массива преобладают андезито-базальты и встречаются андезиты. Далее к востоку, в береговых обнажениях, выходят полнокристаллические лейкократовые габбро, которые по петрохимическим чертам принадлежат к зеленовской формации. К сожалению, найти контакты между субвулканическим базальт-андезитовым штоком и габбровым интрузивом не удалось.

Наиболее крупный массив пород дмитровского комплекса слагает гору Крайнюю и ее окрестности в водораздельной части северо-восточного окончания острова. На самой вершине горы выходят долериты, а в нескольких метрах ниже обнажаются мелкокристал-

Таблица 78

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в геосинклинальных базальтоидах

Элемент	1(16)	2(14)	3(17)	4(8)	5(15)	6(6)	7(5)
Ni	21	29	8,0	14	28	147	90
Co	50	62	31	19	45	63	39
Cr	18	35	4,0	10	43	197	147
V	202	208	143	106	212	180	147
Cu	146	74	110	57	132	96	95
Zn	58	43	33	180	37	64	260
Pb	3,1	2,2	4,4	1,4	4,5	3,1	4,0
Ag	0,031	0,007	0,021	0,014	0,014	0,024	0,019
Mo	1,1	0,5	1,2	1,0	0,9	1,4	0,8
Sn	3,1	2,6	2,0	0,4	2,4	1,1	0,9
W	0,7	0,4	0,6	0,6	0,6	0,7	0,8
Ga	27	18	19	6,0	24	15	7,6
Zr	107	63	89	36	80	47	44
B	6,1	6,0	3,0	0,6	8,5	0,9	0,5
Ni/Co	0,42	0,47	0,26	0,74	0,62	2,33	2,31
Cr/V	0,09	0,17	0,03	0,09	0,20	1,09	1,00

Примечание. Номера выборок аналогичны табл. 77. Аналитики Э.Д. Голубева, В.М. Брюхно.

и гипербазах островов Шикотана и Новой Гвинеи

	8(5)	9(10)	10(5)	11(3)	12(9)	13(3)	14(3)	15(8)
21	71	372	833	25	186	497	975	
20	48	83	190	11	40	56	106	
31	130	460	767	12	17	220	494	
113	157	131	72	69	112	54	49	
107	91	42	33	22	6,2	13	24	
232	50	38	157	8,6	14	18	27	
1,9	3,3	3,1	8,3	2,4	0,8	1,0	0,5	
0,010	0,011	0,014	0,022	0,059	0,014	0,031	0,020	
0,6	1,0	1,2	0,6	0,6	0,4	0,5	0,3	
0,3	2,4	3,5	3,4	1,9	0,6	1,6	1,5	
0,5	0,9	0,8	0,6	0,6	0,4	0,4	0,3	
7,0	24	29	27	9,9	14	7,7	4,1	
43	58	44	27	25	31	19	25	
0,5	4,5	10	21	3,2	3,1	2,7	4,7	
1,05	1,48	4,48	4,38	2,27	4,65	8,88	9,20	
0,29	0,83	3,51	10,65	0,17	0,15	4,07	10,08	

лические габбро, которые прослеживаются по всему склону в долину ручья Отрада. В среднем течении ручья в выемке дороги на западном берегу нами обнаружен выход полнокристаллического плагиоклазового перидотита, состоящего из оливина (60%), основного плагиоклаза (20–25%), клинопироксена (10–15%), базальтической роговой обманки, биотита и рудного минерала (5–10%). В нижнем течении ручья в обрыве западного берега выходят полнокристаллические полосчатые оливинные габбро–нориты.

Сравнение химических анализов пород дмитровского и всех более древних формационных комплексов (табл. 77) показывает, что все породы дмитровского комплекса, даже андезиты, отличаются высоким содержанием магния, повышенной величиной отношения магния к железу и сравнительно низким содержанием алюминия (кроме габбро горы Крайней), т.е. они имеют более глубинный характер по сравнению с породами всех других формаций Шикотана, характеризующихся относительно низким содержанием магния и высокой глиноземистостью. Содержание титана в породах дмитровского комплекса несколько ниже, чем в породах более ранних комплексов. По содержанию щелочей и отношению натрия к калию дмитровские базальтоиды близки к шаровым лавам крабовозаводской и матакотанской формаций и принадлежат, как и они, к щелочно-известковой серии толеитового типа (фиг. 15), выделенной Б.Н. Пискуновым [187]. Следует отметить, что в петрохимическом отношении геосинклинальные (позднемезозойско-палеогеновые) базальты Северного прогиба Новой Гвинеи очень близки к маломagneзиальным из-

вестково-щелочным базальтам матакотанской формации, а габбро и верлиты Новой Гвинеи в общем сходны с соответствующими породами дмитровского комплекса (табл. 77).

Отмеченные различия химизма пород дмитровского и более древних формационных комплексов Шикотана еще более четко выступают при сравнении распределения в них микроэлементов (табл. 78). Для всех магматических пород позднемелового и миоценового возраста характерно низкое содержание никеля и хрома при близком к кларку или даже несколько повышенном содержании кобальта и ванадия. Вследствие этого индикаторные отношения Ni/Co и Cr/V меньше единицы. Особенно низко падает величина отношения Cr/V (0,03–0,20), которая при кларковых содержаниях элементов в основных породах должна равняться единице. Максимальное содержание никеля в наиболее основных шаровых базальтах матакотанской серии составляет всего 29 г/т (более чем в 5 раз меньше кларка) при содержании кобальта 62 г/т (на 40% больше кларка). В породах дмитровского комплекса содержания всех четырех фермафилов и индикаторные отношения их близки к кларковым. Особенно высокие содержания Ni, Co, Cr, превышающие кларки, установлены в габбро–норитах и плагиоклазовых перидотитах. Что касается других микроэлементов, то они распределены в двух сравнимых группах пород примерно одинаково. Обращают на себя внимание повышенные содержания меди в шаровых базальтах крабовозаводской формации, базальтах горы Нотори и андезитах бухты Дмитрова; цинка – в габбро (зеленовская формация), андезито-

базальтах и андезитах бухты Дмитрова, а также в плагиоклазовых перидотитах; олова — в шаровых базальтах крабовозаводской и матакотанской формаций, габброндах и перидотитах дмитровского комплекса. Содержания свинца, серебра, молибдена, вольфрама, циркония, бора в большей части пород ниже кларковых величин.

Весьма характерно, что по содержаниям четырех фемафильных микроэлементов геосинклинальные базальты Новой Гвинеи очень близки к шаровым базальтам Шикотана, тогда как габбро и верлиты названного острова имеют примерно такие же концентрации Ni, Co, Cr, V, как габбро-нориты и плагиоклазовые перидотиты Шикотана. Содержания всех других анализированных микроэлементов в породах Новой Гвинеи заметно ниже, чем в породах Шикотана.

Изложенные материалы приводят к выводу о существовании двух уровней генерации геосинклинальных базальтовых магм островных дуг. Первый уровень, на котором формировались магмы инициальных шаровых лав и других формаций первой группы, характеризуется развитием субстрата, богатого алюминием, достаточно обогащенного щелочами, в том числе калием, и сравнительно бедного глубинными элементами — магнием, никелем, хромом. Эти петрогеохимические черты в общем соответствуют составу базитовой, но не ультраосновной породы, а следовательно отвечают уровню нижней части коры или подкоровой части верхней мантии. Второй уровень, на котором формировалась родоначальная базальтовая магма дмитровского комплекса, более глубинный. Он характеризуется субстратом, который носит черты ультраосновной породы — богатство магнием, никелем, хромом, в общем пониженное содержание алюминия, щелочей, титана. Учитывая высокую известковистость пород дмитровского комплекса, особенно габбро-норитов, можно предположить, что в составе субстрата на этом уровне преобладали клинопироксениты.

Различия по глубине двух намеченных уровней едва ли были значительными, поэтому вариации температуры и давления не могли в полной мере обусловить такой существенной разницы химизма магм, которая установлена для изученных вулканно-плутонических комплексов Шикотана. В частности, трудно представить механизм, который был бы способен обеспечить образование таких высокоглиноземистых расплавов, как шаровые лавы, из субстрата, небогатого алюминием. Поэтому представляется, что одной из главных особенностей базитового субстрата Курило-Камчатской дуги являлась его высокая глиноземистость.

Обратимся теперь к рассмотрению базальт-андезит-дацитовой серии Большой дуги. Главной петрохимической особенностью описанных пород вулкана Менделеева и его окрестностей является умеренное содержание глинозема (табл. 79). К высокоглиноземистому типу здесь относятся только андезито-базальты ксенолитов, заключенных в оливиновых дацитах экструзивного купола центрального конуса вулкана. Сами же дациты, так же как и андезиты центрального конуса, характеризуются умеренным содержанием

глинозема. Химические анализы базальтов, андезито-базальтов, дацитов вулкана Менделеева, приведенные в работах Е.К. Мархинина [159] и Г.С. Горшкова [74], также большей частью показывают содержания глинозема, не превышающие 17%. По содержанию щелочей проанализированные породы относятся к сильно известковой и известковой сериям по диаграмме, предложенной Б.Н. Пискуновым [188], т.е. они являются менее щелочными, чем вулканиты Шикотана. Содержание магния и титана пониженное, аналогичное породам первой (относительно малоглубинной) группы Шикотана, но содержание известно, как правило, ниже, чем в породах последней.

Андезито-базальты (двупироксеновые андезиты, по Г.С. Горшкову) главного конуса вулкана Богдан Хмельницкий относятся к высокоглиноземистой фации щелочно-известковой серии толеитового типа. По содержанию титана, магния и кальция они близки к соответствующим породам вулкана Менделеева. Изученные андезито-дациты вулкана Тавурвур (Новая Британия) в общем близки к андезитам и дацитам вулкана Менделеева, отличаясь высокой щелочностью и пониженной известковистостью.

Полученные материалы по распределению микроэлементов (табл. 80) показывают, что андезито-базальты вулкана Менделеева, мыса Курильского и вулкана Хмельницкого по содержанию никеля, кобальта и хрома весьма близки к шаровым лавам и базальтам горы Нотори Шикотана, но содержат примерно в два раза меньше ванадия и почти на целый порядок меньше меди, чем они. Повышенные содержания меди отмечаются только в андезито-базальтах вулкана Хмельницкого и андезито-дацитах Новой Британии. В отношении других микроэлементов, за исключением бора, заметной разницы между породами Большой и Малой гряд не наблюдается. Содержание же бора, как правило, значительно выше в породах Кунашира. Показательны данные по распределению золота. Содержания его примерно одинаковые и находящиеся на уровне клэрка в лавовых потоках различного состава, заметно возрастают в дацитах экструзий и особенно поздних даек. Такое же повышение концентраций замечается для свинца, циркония и бора. Полученные нами цифры для большинства элементов достаточно близки к данным, опубликованным Л.Л. Леоновой [150]. Систематическое отклонение ее цифр в большую сторону устанавливается только для ванадия, меди и молибдена.

Приведенный материал по распределению фемафильных элементов в вулканитах Большой гряды позволяет считать, что они, так же как базальтоиды первой группы Шикотана, связаны с магматическими очагами, локализованными на относительно небольшой глубине — в базитовом субстрате нижней коры или подкоревой части верхней мантии. Две петрохимические черты — глиноземистость и щелочность — в основном отличают рассматриваемые группы пород Кунашина и Шикотана, причем высокое содержание глинозема в породах Шикотана соответствует и их повышенной щелочности по сравнению с породами Кунашира. Однако прямая связь этих двух

Таблица 79

Химический состав (% массы) кайнозойских вулканических пород

Компонент	1(3)	2(2)	3(3)	4(3)	5(3)
SiO ₂	53,55	59,44	63,63	61,04	62,60
TiO ₂	0,86	0,79	0,65	0,84	0,80
Al ₂ O ₃	18,33	16,91	16,16	16,24	15,45
Fe ₂ O ₃	3,16	2,00	1,15	1,72	2,13
FeO	6,59	5,56	4,66	5,80	5,31
MnO	0,12	0,18	0,09	0,23	0,16
MgO	5,19	3,51	2,82	2,30	2,22
CaO	8,47	7,15	5,89	6,42	6,34
Na ₂ O	2,32	2,86	3,29	3,50	3,32
K ₂ O	0,33	0,49	0,71	0,51	0,57
P ₂ O ₅	0,22	0,16	0,27	0,22	0,20
H ₂ O ⁺	0,41	0,67	0,44	0,83	0,60
H ₂ O ⁻	0,32	0,03	0,15	0,28	0,28
CO ₂	-	0,10	-	0,14	0,16
Сумма	99,87	99,85	99,91	100,07	100,14
Mg · 100	49,2	45,3	46,5	35,1	34,9
Mg+Fe ²⁺ +Fe ³⁺ +Mn					
q, %	9,8	17,7	22,3	18,8	22,3
I	24,9	22,3	15,2	12,9	18,7

Примечание. Вулкан Менделеева: 1 - ксенолиты андезито-базальтов, 2 - андезиты центрального конуса, 3 - дациты экструзивного купола; Горячий пляж: 4 - андезиты потока, 5 - андезито-дациты экструзии, 6 - дациты дайки; мыс Курильский: 7 - андезито-базальты, 8 - андезиты; мыс Столбчатый: 9 - липарито-

петрохимических свойств имеет частный характер, в большинстве же случаев высокоглиноземистые породы в равной степени распространены в вулканических сериях различной щелочности и в разных по щелочности латеральных зонах Курило-Камчатской дуги [188]. Таким образом, высокое содержание алюминия и высокое содержание щелочей в магмах дуги обусловлены различными причинами и должны рассматриваться обособленно.

южной группы Курильских островов и острова Новая Британия

	6(3)	7(3)	8(4)	9(1)	10(5)	11(7)
	63,75	54,69	57,56	68,50	56,63	62,58
	0,92	0,83	0,85	0,55	0,96	0,91
	14,57	16,08	16,26	14,64	17,27	15,24
	2,61	2,35	2,94	0,99	1,53	0,59
	4,50	7,26	6,64	3,46	6,39	5,96
	0,14	0,18	0,15	0,09	0,13	0,16
	1,79	5,19	3,50	1,48	4,79	1,81
	5,49	8,75	8,09	4,39	6,82	4,29
	3,35	2,32	2,42	3,81	3,07	4,26
	0,93	0,46	0,51	0,84	1,39	2,58
	0,18	0,14	0,18	0,30	0,37	0,37
	0,97	1,13	0,39	0,61	0,38	0,27
	0,31	0,66	0,01	0,19	0,06	0,04
	0,23	0,26	0,05	-	-	0,36
	99,74	100,30	99,55	99,85	99,79	99,42
	31,3	49,2	39,8	37,2	51,9	32,6
	25,2	10,7	16,8	29,6	8,5	13,2
	17,3	24,4	28,3	15,2	0,3	-26,9

дациты; вулкан Богдана Хмельницкого: 10 - андезито-базальты вулканического конуса; вулкан Тавурвур (порт Рабаул, о-в Новая Британия): 11 - андезито-дациты. Аналитики М.М. Дербаремдикер, Т.Г. Ватутина.

Породы с высоким и нормальным содержанием глинозема встречаются в пределах одной вулканической постройки, как, например, в вулкане Менделеева, следовательно, не различия состава глубинного субстрата определяют разное содержание алюминия в магмах. Нет оснований также связывать уменьшение глиноземистости магм с убыванием содержания алюминия в субстрате с увеличением глубины, так как породы с различным содержанием глинозема, напри-

Таблица 80

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в кайнозойских вулканических породах южной группы Курильских островов и о-ва Новая Британия

Элемент	1(11)	2(18)	3(8)	4(14)	5(9)	6(10)	7(9)	8(14)	9(15)	10(19)	11(15)
Ni	21	11	16	1,6	5,4	4,6	29	4,4	3,9	20	4,4
Co	48	8,0	29	8,0	9,4	5,0	8,9	5,5	6,8	30	8,9
Cr	21	9,0	17	1,2	9,3	1,2	28	7,0	4,2	23	28
V	91	114	81	29	48	40	95	70	22	83	68
Cu	15	13	16	5,2	11	7,9	19	16	3,8	60	54
Zn	61	71	59	46	14	42	54	45	24	53	39
Pb	6,1	2,9	6,7	4,3	2,1	7,9	3,6	2,0	4,4	3,7	4,9
Ag	0,19	0,018	0,090	0,038	0,011	0,022	0,012	0,011	0,053	0,019	0,014
Au*	-	3,2	-	2,5	4,8	7,0	4,4	3,4	-	-	2,1
Mo	0,9	1,1	0,8	0,7	0,9	1,1	0,8	1,2	1,0	1,4	2,8
Sn	3,2	1,3	3,5	2,2	2,7	1,2	1,4	1,5	2,5	1,7	1,7
W	0,7	0,5	0,7	0,5	0,5	0,9	0,5	0,5	1,0	0,8	0,5
Ga	14	52	18	14	1,2	13	52	42	12	21	10
Zr	25	72	31	59	33	69	64	65	42	53	28
B	11	23	25	13	8,3	31	13	16	0,9	2,5	13
Ni/Co	0,44	1,38	0,55	0,20	0,57	0,92	3,26	0,80	0,57	0,67	0,49
Cr/V	0,23	0,08	0,21	0,04	0,19	0,03	0,29	0,10	0,19	0,28	0,41

Примечание. Номера выборок аналогичны табл. 93. Аналитики Э.Д. Голубева, В.М. Брюхно. * мг/т.

мер, андезито-базальты вулканов Менделеева и Хмельницкого, характеризуются одинаковыми содержаниями фемафильных элементов, т.е. связаны с очагами близкой глубинности. Таким образом, различия в содержании алюминия в лавах, скорее всего, обусловлены процессами в магматических камерах и каналах, предшествовавшими излиянию лав на поверхность.

Нам представляется, что базальтовая и андезито-базальтовая магмы, выплавлявшиеся на верхнем уровне глубинности из высокоглиноземистого базитового субстрата нижней коры или подкоревой мантии Курило-Камчатской дуги первоначально были богаты глиноземом. При быстром подъеме магм по сквозным каналам состав их существенно не менялся. В том же случае, когда происходили образование промежуточных очагов или закупорка магмаподводящих каналов, протекал процесс глубинной кристаллизации, причем в силу богатства расплавов глиноземом и известью шла садка наряду с оливином и пироксенами большой массы основного плагиоклаза, что приводило к снижению содержания глинозема в магме до нормального.

Высказанное предположение подтверждается очень резким снижением содержаний фемафильных микроэлементов в андезитах и андезито-дацитах Кунашира, вызванным, очевидно, их захватом первовыделениями оливина и пироксенов. Другим подтверждением его является широкое распространение в андезитовых и дацитовых лавах Камчатки и Курил включений разнообразных высокоглиноземистых пород — габбро, анортозитов, эвкритов, алливалитов [202, 58]. Большая часть этих включений, имеющих крупнокристаллическое сложение, не может принадлежать глубинному субстрату и, как хорошо показали Э.Н. Эрлих и Ф.Ш. Кутыев [58] являются кумулятами первовыделений вмещающих лав. Очень большое распространение включений крупнокристаллических высокоглиноземистых пород установлено нами среди ксенолитов, находящихся в андезитовых и дацитовых лавах Горячего пляжа о-ва Кунашир. Это согласуется с относительно невысокой глиноземистостью комплекса пород вулкана Менделеева и его окрестностей. Напротив, среди различных ксенолитов и включений, найденных в высокоглиноземистых андезито-базальтах вулкана Хмельницкого, включения крупнокристаллических высокоглиноземистых пород не обнаружены. Геохимические особенности крупнокристаллических включений будут рассмотрены в следующей главе, посвященной глубинным ксенолитам.

Данные по химизму постороженных базальтов юго-западных островных дуг и о-вов Самоа, приведенные в табл. 81, 82, дают возможность дополнительно уяснить различия глубинных субстратов в разрезе от континента к океану. Острова Лорд-Хау и Норфолк характеризуются субконтинентальным типом коры и относятся к фрагментам позднемезозойской складчатой системы Австралии, перемещенным по направлению к океану в результате разрыва и растяжения коры в конце мезозоя и кайнозое [136]. Новая Гвинея, как отмечалось, относится к "зрелым" островным дугам и имеет кору

Таблица 81

Химический состав (% массы) толеитовых и щелочных базальтов

Компонент	1(6)	2(5)	3(2)
SiO ₂	50,21	48,90	46,22
TiO ₂	2,39	2,67	2,23
Al ₂ O ₃	15,61	15,08	10,77
Fe ₂ O ₃	3,74	1,62	2,80
FeO	6,45	8,82	8,86
MnO	0,15	0,17	0,16
MgO	5,70	6,85	14,10
CaO	9,36	8,91	9,12
Na ₂ O	2,94	3,09	2,16
K ₂ O	0,71	1,14	1,17
P ₂ O ₅	0,34	0,39	0,39
H ₂ O ⁺	1,51	1,10	1,06
H ₂ O ⁻	0,37	0,24	0,25
CO ₂	0,06	0,22	0,54
Сумма	99,54	99,20	99,83
Or	4,38	7,07	7,10
Ab	25,51	26,93	18,46
Ne	-	-	0,15
An	27,97	24,37	16,47
Di	13,91	14,42	21,44
Hу	13,59	12,12	2,68
Ol	-	6,18	24,27
Mt	5,25	3,03	4,14
Ilm	4,64	5,19	4,26
Ap	0,80	0,89	1,03
Q	3,89	-	-

Примечание. Острова Лорд-Хау, Норфолк: 1 - толеиты пересыщенные, 2 - толеиты оливиновые, 3 - анкармиты; остров Новая Гвинея - 4 - базаниты; остров Самоа (район порта Апия):

островов юго-восточной части Тихоокеанского пояса

	4(2)	5(3)	6(6)	7(1)	8(2)
	47,58	46,82	47,16	41,24	44,43
	0,84	4,93	4,01	4,40	3,59
	12,19	13,41	14,41	10,88	8,39
	4,03	4,53	3,13	4,12	2,68
	6,15	9,09	8,46	9,84	12,35
	0,18	0,19	0,17	0,19	0,20
	8,36	5,44	6,89	12,46	16,21
	11,36	9,47	10,42	9,59	8,45
	2,90	2,34	2,38	3,33	1,72
	3,12	0,73	0,72	1,67	0,90
	0,70	0,41	0,38	0,74	0,36
	2,54	1,73	1,07	0,52	1,38
	0,04	0,33	0,15	0,14	0,08
	0,00	0,01	0,60	0,00	0,34
	99,99	99,43	99,84	99,12	99,75
	19,39	4,34	4,24	9,75	5,67
	9,25	20,21	19,78	6,63	14,23
	8,73	-	-	11,32	-
	11,56	24,97	26,84	9,46	11,73
	34,06	16,52	19,04	25,19	20,06
	-	11,83	15,94	-	2,96
	7,55	-	-	16,00	36,84
	6,14	6,80	3,70	11,71	1,94
	1,66	8,84	7,95	8,12	6,64
	1,66	1,14	0,89	1,80	0,97
	-	5,91	2,30	-	-

5,6 - толеиты пересыщенные, 7 - базанит, 8 - пикрито-базальт. Аналитики М.М. Дербаремдикер, В.С. Лозинская.

Таблица 82

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в толеитовых и щелочных базальтах островов юго-восточной части Тихоокеанского пояса

Элемент	1(11)	2(13)	3(8)	4(2)	5(3)	6(9)	7(1)	8(2)
Ni	44	82	156	125	58	216	440	1200
Co	21	27	29	35	31	62	53	80
Cr	76	131	169	190	13	138	240	410
V	83	118	139	155	109	157	240	87
Cu	54	85	108	145	25	53	47	27
Zn	36	47	68	10	25	52	58	33
Pb	1,2	1,2	2,0	6,3	1,0	7,4	2,9	1,0
Ag	0,018	0,026	0,024	0,020	0,015	0,036	0,064	0,025
Au*	2,4	1,6	3,4	1,8	2,3	3,9	4,4	1,0
Mo	1,1	1,6	1,7	2,5	-	-	-	-
Sn	1,8	2,5	2,8	3,1	2,1	3,9	4,3	3,6
W	0,4	0,4	0,3	0,7	-	-	-	-
Ga	16	22	23	11	20	30	55	19
Zr	52	54	46	24	44	69	28	35
B	1,7	2,1	3,0	5,5	1,1	2,1	5,3	2,3
Ni/Co	2,10	3,04	5,38	3,57	1,90	3,50	8,30	15,00
Cr/V	0,92	1,11	1,22	1,23	0,12	0,88	1,00	4,71

Примечание. Номера выборок аналогичны табл. 81. Аналитики Э.Д. Голубева, В.М. Брюшно. * мг/т.

континентального типа. Острова Самоа расположены в пределах океанического вала, примыкающего с северо-востока к глубоководному желобу Тонга. Субплатформенная серия Лорд-Хау и Норфолка представлена пересыщенными толеитами, субщелочными оливиновыми базальтами и анкарармитами переходного по щелочности типа. Образцы с острова Новая Гвинея относятся к богатому калием базаниту, с острова Самоа Западного — к пересыщенным толеитам, базанитам и пикрито-базальтам. Главные черты сходства изученных континентальных, островодужных и океанических базальтов заключаются в пониженной глиноземистости и повышенной калиевоности составов; черта различия — в сильно варьирующем содержании титана в породах. Самое низкое его содержание определено в базанитах Новой Гвинеи, несмотря на высокую щелочность этих пород. Умеренно высокие содержания, свойственные породам континентальной оливин-базальтовой формации, установлены к базальтам Лорд-Хау и Норфолка. Очень высокими содержаниями титана характеризуются базальты Самоа.

Данные по распределению фемафильных микроэлементов (табл. 82) показывают, что производными первичных мантийных магм являются оливиновые базальты, анкарармиты, базаниты и пикрито-базальты, характеризующиеся повышенными и высокими содержаниями никеля и хрома и высокими величинами отношений Ni/Co , Cr/V . Пересыщенные толеиты, имеющие пониженные содержания Ni и Cr и величину Cr/V ниже единицы, скорее всего представляют относительно кислые продукты дифференциации (фракционирования) оливин-базальтовых, анкарармитовых или пикрито-базальтовых магм. Генетические соотношения базанитов с оливиновыми базальтами и анкарармитами неясны. Однако на о-ве Самоа базаниты могут представлять продукт кристаллизационной дифференциации пикрито-базальтовой магмы на больших глубинах, тогда как толеитовые расплавы фракционировались из нее, вероятно, в коровых камерах. Разности пересыщенных толеитов, наиболее бедные магнием, никелем и хромом (ан. 5, табл. 82), вероятно, относятся к конечным продуктам фракционирования.

Намеченная схема хорошо согласуется с гипсометрическим положением описанных типов базальтов и их геологическим возрастом. Так, по сообщению Н.А. Куренцовой, производившей сборы образцов базальтов, на о-ве Самоа Западном разности пересыщенных толеитов типа анализа 5 (табл. 81) слагают вершину горы Ваза и имеют предположительно ледниковый возраст, а разности типа анализа 6 залегают ниже по склону горы и, возможно, относятся уже к плейстоцену. Возраст базанитов и пикрито-базальтов определяется как более древний — предположительно от среднего плейстоцена до позднего плиоцена.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что наиболее высокими содержаниями рудных элементов (золото, олово, молибден, бор), соизмеримыми с их содержаниями в щелочных базальтах и анкарармитах континентальной части Дальнего Востока, характери-

зуются наиболее основные и щелочные породы рассматриваемой области. Следовательно, рудные, как и калиевые, концентрации имеют глубинное происхождение, а фракционирование кварц-толеитовой магмы из более основных оливин-базальтовой и анкарамитовой магм не ведет к накоплению рудного вещества.

Наиболее примечательная петрогеохимическая черта базальтоидной серии о-ва Самоа состоит в очень высоком содержании титана во всех породах, независимо от их основности и щелочности. Столь высокие содержания титана не отмечаются даже в таких высокощелочных базальтоидах, какими являются лейцит-нефелиновые базальты и базаниты континентальной части Дальнего Востока. Эта особенность состав базальтов Самоа, вероятно, связана с особыми условиями их образования. Рассмотреть их мы попытаемся в заключительной части работы при обсуждении вопроса о геохимических типах базальтов различных геотектонических областей.

Глава 13

ГЕОХИМИЯ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ И ВКЛЮЧЕНИЙ В ВУЛКАНИТАХ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Включения изверженных пород, не известных в коренном залегании, широко распространены в лавах Курило-Камчатской дуги и давно обратили на себя внимание исследователей. Наиболее часто встречаются включения различных габбро. Вторая по распространенности группа представлена существенно анортитовыми породами с оливином и пироксенами либо одним оливином (алливалиты). Сравнительно редки ксенолиты гипербазитов. Включения габбрового и анортитового состава распространены повсеместно и очень полно представлены в комплексе включений вулкана Менделеева, на описании которых мы остановимся ниже. Ксенолиты типичных ультраосновных пород характерны только для существенно базальтовых вулканов южной и Восточной Камчатки (Ксудач, Авача, Корякский, Кроноцкий, Ключевской, Шевелуч и др.). Здесь установлен непрерывный ряд пород шпинелевой фации от оливинитов до пироксенитов, в котором наиболее распространенными являются лерцолиты и верлиты.

По данным Э.Н. Эрлиха и Ф.Ш. Кутыева [58], химический состав перидотитовых ксенолитов из различных вулканов существенно меняется вследствие изменчивости количественных соотношений породообразующих минералов. Так, обогащенные хромдиоксидом (до 30%) верлиты Кроноцкого вулкана отличаются от перидотитов Авачи резко повышенными содержаниями CaO (14,96%), Al_2O_3 (8,33%), TiO_2 (1,12%), Na_2O (1,35%), Fe_2O_3 (7,81%) при относительно

низком содержании MgO (15,26%). Как считает Э.Н. Эрлих, ультраосновные ксенолиты Камчатки представляют собой реликты среды магмообразования в верхней мантии, причем богатые хромдиопсидом верлиты характеризуют первичный субстрат на ранней стадии его селективного плавления, а оливиновые и оливин-энстатитовые ксенолиты захвачены в период, когда от вещества мантии были полностью отделены базальтовые составляющие [58].

В лавах Курильских островов ультраосновные ксенолиты встречаются очень редко. По описанию Р.И. Родионовой и В.М. Федорченко [202, 58] к ним относятся единичные образцы горнблендитов и сильно амфиболизированных клинопироксенитов (о-в Шикотан), плагиоклазосодержащих клинопироксенитов (Северные Курилы) и серпентинитов (Южные Курилы).

Ксенолиты и включения габбрового и пироксен-оливин-анортитового состава, найденные нами в пирокластах и лавах андезитов и андезито-базальтов восточного склона вулкана Менделеева (на участке от Горячего пляжа до мыса Менделеева), по составу и структурно-текстурным особенностям разделяются на две группы: 1) группу мелкокристаллических, часто сланцеватых и перекристаллизованных пород, включающую а) оливин-пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы, б) алливалиты, в) оливиновые габбро и 2) группу крупнокристаллических пород, часто с пегматоидной и друзовой текстурами, включающую а) алливалиты, б) пироксеновые алливалиты, в) оливиновые габбро-нориты.

Породы первой группы мы рассматриваем вслед за Р.И. Родионовой и В.И. Федорченко как отторженцы субстрата нижней коры и подкоревой части мантии, захваченные магмами при их подъеме из первичных очагов к поверхности, т.е. как типичные глубинные ксенолиты. Породы второй группы, как показали Э.Н. Эрлих и Ф.Ш. Кутыев [58], О.Н. Вольнец, С.А. Шека, Ю.М. Дубик [46] несомненно являются гомогенными включениями, которые кристаллизовались из магм при дифференциации их в промежуточных очагах или подводящих каналах. Подобно ксенолитам первой группы, включения второй группы большей частью имеют резкие контакты с вмещающими лавами и существенно отличаются от них по составу и структурно-текстурным особенностям, т.е. в общем случае они не составляют кумулят кристаллов заключающего их объема лавы и значительно перемещены от участков своего первоначального накопления.

Ксенолиты оливин-пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, впервые описанные Р.И. Родионовой и В.И. Федорченко на Северных Курилах, в кунаширских находках представлены оливин-двупироксеновыми породами, по минеральному составу отвечающими оливиновым габбро-норитам. Текстура пород гнейсовидная или массивная, часто полосчатая, при которой мелкозернистые (с размером зерен в сотые доли мм) меланократовые отчетливо сланцеватые полосы чередуются с более крупнозернистыми (десятые доли миллиметра) лейкократовыми полосами массивной структуры.

Таблица 83

Химический состав (% массы) глубинных ксенолитов и включе-

Компонент	1(5)	2(2)	3(3)	4(6)
SiO ₂	42,92	47,75	40,78	40,71
TiO ₂	0,81	0,27	0,40	0,35
Al ₂ O ₃	13,91	13,65	13,90	24,04
Fe ₂ O ₃	7,16	4,22	6,66	4,66
FeO	7,56	4,82	4,60	5,66
MnO	0,15	0,54	0,13	0,12
MgO	12,35	9,18	11,44	8,58
CaO	10,91	17,16	16,93	14,24
Na ₂ O	2,26	0,89	0,45	0,65
K ₂ O	0,86	0,08	0,25	0,05
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,08	0,02
H ₂ O ⁺	0,18	0,07	0,44	0,33
H ₂ O ⁻	0,77	0,61	0,04	0,20
CO ₂	-	-	-	-
S	0,04	0,069	0,68	0,27
Сумма	99,84	99,98	99,78	99,88

Примечание. 1 - амфиболлизированные клинопироксениты (о-в Шикотан), 2 - плагиоклазсодержащие клинопироксениты (Северные Курилы), 3 - меланократовые оливин-пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы (Северные Курилы), 4 - лейкократовые оливин-пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы (Северные Курилы), 5 - оливин-пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы (о-в Кунашир), 6 - мелкокристаллические алливалиты (о-в Кунашир), 7 -

Преобладающий минерал породы плагиоклаз (№ 60-90), на втором месте стоят оливин и клинопироксен, в явно подчиненном количестве присутствует гиперстен. Рудный минерал (магнетит) обычно встречается в аксессуарных количествах, но в некоторых ксенолитах становится наряду с оливином и клинопироксеном основным породообразующим минералом. В связи с этим для кристаллосланцев Кунашира характерно более высокое содержание железа, чем

ний Курильских островов

	5(3)	6(2)	7(3)	8(3)	9(2)	10(4)
	40,99	45,44	45,56	42,30	43,19	49,96
	1,13	0,20	0,86	0,09	0,65	0,93
	18,32	21,54	18,64	23,67	18,34	19,43
	5,77	1,79	3,90	0,04	4,36	3,02
	10,63	4,78	7,41	8,20	7,96	7,84
	0,22	0,12	0,17	0,14	0,16	0,20
	7,52	9,20	8,38	11,72	9,35	4,68
	13,15	15,19	12,18	12,46	15,24	10,71
	0,68	0,47	1,05	0,37	0,54	1,89
	0,14	0,17	0,41	0,17	0,08	0,26
	0,10	0,11	0,20	0,11	0,07	0,15
	0,94	0,79	0,82	0,58	0,26	0,67
	0,28	0,08	0,15	0,07	0,00	0,17
	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
	-	-	-	-	-	-
	100,11	99,88	99,73	99,81	100,20	99,96

мелкокристаллические оливиновые габбро (о-ва Кунашир, Итуруп), 8 - крупнокристаллические алливалиты (о-в Кунашир), 9 - крупнокристаллические пироксеновые алливалиты (о-в Кунашир), 10 - крупнокристаллические оливиновые габбро-нориты (о-в Кунашир). 1-4 - по Р.И. Родионовой, В.И. Федорченко [58], 5-10 - по И.Н. Говорову. Аналитики Т.Г. Ватугина, М.М. Дербаремдикер

для аналогичных пород Северных Курил (табл. 83). Кроме того, кунаширские кристаллосланцы более богаты титаном и беднее магнием и кальцием. По содержанию щелочей они близки к лейкократовой разности кристаллосланцев Северных Курил, а по содержанию глинозема занимают промежуточное положение между меланократовой и лейкократовой разностями северокурильских кристаллических сланцев.

Мелкокристаллические алливалиты по внешнему виду очень похожи на описанные кристаллосланцы, отличаясь от них менее четко выраженной сланцеватой текстурой. В этих породах преобладают основной плагиоклаз (битовнит-анортит) и сильно магнезиальный оливин, в подчиненном количестве содержится энстатит. Этот комплекс минералов, образующий агрегат аллотриоморфнозернистой структуры, в отдельных участках сильно корродируется моноклинным пироксеном (авгит). В типичных крупнокристаллических алливалитах пироксены полностью отсутствуют. Для них характерно развитие двух генераций оливина. Первая представлена мелкими идиоморфными кристаллами, включенными в анортит, вторая — крупными неправильными зернами, образующими сростания с такими же зернами плагиоклаза или заполняющими промежутки между хорошо ограниченными таблицами последнего.

Химический состав крупнокристаллического алливалита (ан. 8, табл. 83) характеризуется низким содержанием кремнекислоты и щелочей, высоким содержанием глинозема и почти полным отсутствием окислов титана и трехвалентного железа. Мелкокристаллические метаморфизованные алливалиты (ан. 6, табл. 83) в связи с присутствием пироксенов содержат больше кремнекислоты, титана и окисного железа. Разности крупнокристаллических алливалитов, содержащих авгит, которые мы называем пироксеновыми алливалитами (ан. 9, табл. 83), отличаются от типичных алливалитов в основном повышенным содержанием титана, железа, в том числе окисного, и кальция и относительно пониженным содержанием алюминия и магния. Три первых компонента приносятся авгитом, два последних убывают вместе с уменьшением количества анортита и оливина.

Близкие по минеральному и химическому составу крупнокристаллические алливалиты и пироксеновые алливалиты из грубообломочных андезито-базальтовых туфов вулкана Менделеева описаны В.М. Дуничевым [92]. Особенность приведенных в его статье анализов заключается в высоком содержании титана и несколько повышенном содержании щелочей не только в пироксеносодержащих, но и в чисто оливиновых разностях. Вероятно, это связано с присутствием в образцах, изученных В.М. Дуничевым, окружающих зерна минералов пленок стекла, имеющего высокое содержание титана и щелочей.

Ксенолиты мелкокристаллических и крупнокристаллических габбро существенно отличаются по микроструктуре, минеральному и химическому составу. Первые имеют облик перекристаллизованной породы. Они сложены аллотриоморфнозернистым агрегатом плагиоклаза, авгита и оливина. Последний, кроме того, образует идиоморфные включения в плагиоклазе и пироксене. Крупнокристаллическое габбро состоит из плагиоклаза, авгита, ортопироксена, оливина и имеет четко выраженную порфиристую структуру. Оливин встречается не во всех образцах и только в виде вкрапленников, корродированных окружающими их каемками радиально расположенных табличек ортопироксена и пластинок рудного минерала, вероятно, магнетита. Эти каемки обрастаются лейстами плагиоклаза основной массы. Изредка

Таблица 84

Химический состав (% массы) минералов ксенолитов и включений острова Кунашир

Компонент	6		7	8			9		10	
	Пл(1)	Пи(1)	Пи(2)	Пл(3)	Пи(2)	Ол(2)	Пл(2)	Пи(1)	Пл(2)	Пи(2)
SiO ₂	43,89	48,73	48,92	43,73	50,01	38,04	44,17	48,51	49,45	49,47
TiO ₂	0,00	0,52	0,66	0,00	0,63	0,16	0,00	0,92	0,02	0,59
Al ₂ O ₃	35,68	4,33	3,84	35,32	3,66	0,29	35,39	4,17	31,22	2,98
Cr ₂ O ₃	-	0,20	0,05	-	0,15	0,00	-	0,10	-	-
Fe ₂ O ₃	0,72	3,06	5,18	0,83	4,15	2,63	0,80	4,20	0,99	1,96
FeO	-	6,65	7,61	-	5,35	20,69	-	6,58	-	13,36
MnO	0,00	0,10	0,30	0,00	0,24	0,35	0,00	0,22	0,00	0,54
MgO	0,52	16,80	17,72	0,62	15,50	37,71	0,61	15,10	0,10	18,02
CaO	17,98	18,60	15,12	18,22	20,13	0,00	17,68	19,83	15,38	11,40
Na ₂ O	0,55	0,36	0,28	0,65	0,23	0,08	0,58	0,26	2,48	0,32
K ₂ O	0,13	0,05	0,03	0,13	0,03	0,05	0,14	0,04	0,00	0,08
P ₂ O ₅	0,00	0,10	0,22	0,02	0,15	0,22	0,10	0,08	0,15	0,23
H ₂ O ⁺	0,22	-	-	0,13	-	-	0,38	-	0,41	1,00
H ₂ O ⁻	0,40	-	-	0,34	-	-	0,15	-	0,00	0,16
Сумма	100,09	99,50	99,93	99,99	100,23	100,22	100,00	100,01	100,20	100,11

Примечание. 6-10 - аналогично табл. 83; Пл - плагиоклаз, Пи - клинопироксен, Ол - оливин. Аналитик С.П. Славкина.

здесь же наблюдаются листочки биотита. Плагиоклаз, авгит и ортопироксен образуют вкрапленники в основную массу полнокристаллической структуры. Кристаллизация ортопироксена началась ранее отложения плагиоклаза и авгита, позднее их выделялись биотит и рудный минерал. По составу оба типа габбро (ан. 7, 10 табл. 83) относятся к высокоглиноземистым породам, бедным щелочами. Мелкокристаллические габбро характеризуются более высокой основностью, имея очень низкое содержание кремнекислоты и щелочей и высокое содержание окислов магния и кальция.

Составы главных минералов из изученных типов включений и ксенолитов (за исключением кристаллосланцев) — ва Кунашир приведены в табл. 84. Сравнение анализов плагиоклаза показывает, что для всех разновидностей алливалитов характерен анортит, а плагиоклаз габбро-норитов имеет состав битовнита (№ 75-80). Высокая основность плагиоклаза габбро-норитов указывает на их генетическую близость с алливалитами, т.е. подтверждает вывод о гомогенной природе алливалитовых включений. В то же время авгиты алливалитов, мелкозернистых габбро и габбро-норитов заметно отличаются по содержанию железа и кальция: наиболее богат железом и беден кальцием авгит габбро-норитов, в авгите мелкокристаллических габбро содержание железа несколько снижается, а кальция повышается, авгит алливалитов наиболее беден железом и богат кальцием. Однако оливин алливалитов имеет достаточно высокое содержание железа ($f \approx 23\%$).

Данные по распределению микроэлементов в породах и минералах глубинных ксенолитов и включений, представленные в табл. 85, 86, позволяют более детально рассмотреть природу этих пород и в сопоставлении с данными по вулканическим породам получить дополнительные материалы о происхождении последних. Прежде всего, обращает внимание большое сходство по содержанию фемафильных микроэлементов кристаллосланцев и крупнокристаллических габбро-норитов, с одной стороны, высокоглиноземистых базальтов Шикотана и андезито-базальтов вулкана Менделеева, — с другой. Для всех этих пород характерны повышенные содержания кобальта и ванадия по отношению к никелю и хрому, а также близкие уровни содержаний названных элементов. Аналогичные геохимические особенности свойственны минералам кристаллосланцев и габбро-норитов (табл. 86). Основываясь на отмеченном сходстве, можно сделать вывод о генетическом подобии перечисленных пород. Так, крупнокристаллические оливиновые габбро-нориты ксенолитов представляют, скорее всего, интрузивную фацию ранних базальтов вулкана Менделеева, входящую в состав его фундамента. Происхождение кристаллосланцев менее ясно. Вероятно, это габброиды такого же петрогеохимического типа, как упомянутые габбро-нориты, но более древнего возраста и претерпевшие глубинный метаморфизм, возможно, с выносом части щелочей.

Ксенолиты мелкокристаллических габбро характеризуются высокой основностью, а также повышенным содержанием всех фемафиль-

Таблица 85

Среднее содержание (г/г) микроэлементов в глубинных ксенолитах и включениях Курильских островов

Элемент	1(3)	2(2)	3(3)	4(3)	5(2)	6(4)
Ni	16	63	150	267	56	24
Co	57	84	60	99	90	35
Cr	36	585	195	84	150	51
V	220	204	281	261	156	240
Cu	91	57	52	43	76	69
Zn	180	56	127	79	200	123
Pb	0,5	0,7	1,2	0,7	2,3	1,3
Ag	0,013	0,011	0,017	0,016	0,018	0,022
Au*	3,0	4,3	2,6	0,6	2,0	3,7
Mo	1,1	1,0	0,6	0,5	0,9	0,8
Sn	1,0	0,7	1,0	0,9	0,8	0,7
W	0,4	0,4	1,3	0,2	0,7	0,6
Ga	30	27	7,6	42	30	9,7
Zr	73	61	77	69	45	63
B	1,0	1,0	1,4	1,0	1,4	3,9
Ni/Co	0,28	0,75	2,50	2,70	0,62	0,69
Cr/V	0,16	2,87	0,69	0,32	0,96	0,21

Примечание. 1 - кристаллосланцы (ан. 5, табл. 83), 2 - алливалиты (ан. 6, табл. 83), 3 - оливиновые габбро (ан. 7, табл. 83), 4 - алливалиты (ан. 8, табл. 83), 5 - пироксеновые алливалиты (ан. 9, табл. 83), 6 - оливиновые габбро-нориты (ан. 10, табл. 83). * мг/г. Аналитики В.М.Брюхно, Э.Д.Голубева.

Таблица 86

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в минералах ксенолитов и включений острова Кунашир

Элемент	1			2			3		
	Пл(2)	Пи(3)	Ол(1)	Пл(2)	Пи(2)	Ол(2)	Пл(2)	Пи(3)	Ол(2)
Ni	5,0	13	70	3,8	46	45	6,3	307	320
Co	5,0	41	110	3,1	61	66	20	80	240
Cr	1,0	3,9	<1	11	785	<1	70	239	12
V	10	167	13	8,7	230	25	54	350	27
Ti	585	5167	190	380	4750	645	2690	6927	120
Cu	63	63	31	6,5	9,4	16	17	60	18
Zn	340	100	380	18	42	7,0	145	147	460
Pb	0,5	2,2	2,9	1,4	1,4	3,6	<1	1,3	3,8
Ag	0,053	0,027	0,002	0,026	0,021	0,025	0,026	0,033	0,042
Sn	1,0	1,0	1,0	0,7	0,7	1,0	1,0	1,0	1,0
Ga	48	5,0	4,3	8,8	12	13	10	7,6	2,1
Zr	43	65	60	38	56	43	55	75	43
B	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	<1	1,0	8,0
Ni/Co	1,00	0,32	0,64	1,23	0,75	0,68	0,32	3,84	1,33
Cr/V	0,10	0,02	-	1,26	3,41	-	1,30	0,68	0,44

Таблица 86 (окончание)

Элемент	4			5			6	
	Пл(3)	Пи(2)	Ол(3)	Пл(2)	Пи(2)	Ол(1)	Пл(4)	Пи(3)
Ni	4,8	53	437	< 1	140	270	4,1	26
Co	4,1	52	333	3,8	106	330	11	83
Cr	13	520	19	10	301	12	12	34
V	13	360	21	14	540	35	76	165
Ti	330	6800	167	430	12500	100	1505	7833
Cu	10	12	15	21	22	16	47	19
Zn	<5	70	230	7,7	12	230	<5	32
Pb	1,0	1,0	2,6	1,2	6,7	5,0	16	2,5
Ag	0,027	0,025	0,051	0,018	0,018	0,018	0,022	0,022
Sn	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7
Ga	12	6,7	3,9	11	8,0	2,0	44	4,8
Zr	57	68	87	45	90	68	17	74
B	<1	1,4	1,6	1,4	1,4	1,4	4,0	3,8
Ni/Co	1,17	1,02	1,31	-	1,32	0,82	0,37	0,31
Cr/V	1,00	1,44	0,90	0,71	0,56	0,34	0,16	0,21

Примечание. Номера типов пород и символы минералов аналогичны табл. 85. Аналитик Э.Д. Голубева.

ных микроэлементов как в валовых пробах, так и в темноцветных минералах. Эти породы можно считать отторженцами субстрата нижней коры и частично подкоровой мантии, за счет более или менее полного плавления которого формировались первичные магмы базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава. Ксенолиты алливалитов до некоторой степени близки к мелкокристаллическим габбро по содержанию фемафильных микроэлементов. Особо высокое содержание никеля (267 г/т) отмечается в крупнокристаллических, хрома (585 г/т) — в мелкокристаллических алливалитах. Это соответствует распределению фемафилов в минералах этих пород (табл. 86). Высокие содержания фемафильных микроэлементов в оливине и пироксене крупнокристаллических алливалитов подтверждают предположение о ранней кристаллизации и фракционировании этих минералов и анортита из базальтоидной магмы.

Что же касается мелкокристаллических алливалитов, в которых и оливин, и пироксен бедны никелем, то мы склонны рассматривать их как рститы, оставшиеся в составе нижней коры и подкоровой мантии после выплавления из габброидного вещества андезито-базальтовых и андезитовых расплавов. В пользу этого предположения указывает низкое содержание цинка и меди в минералах мелкокристаллических алливалитов. В то же время, для оливина (а иногда пироксена и плагиоклаза) всех других пород характерны повышенные концентрации цинка (до 460 г/т) и относительно более высокие содержания меди. Повышенное содержание в мелкокристаллических алливалитах кремнекислоты объясняется развитием позднего клинопироксена, что вероятно, связано с воздействием магмы, транспортировавшей ксенолиты.

Таким образом, нижний слой коры Курило-Камчатской дуги характеризуется в основном составом высокоглиноземистого габбро, для которого свойственно: 1) повышенное содержание кобальта и ванадия, 2) близкое к кларку содержание хрома, 3) пониженное содержание титана и никеля, 4) пониженное содержание рудных элементов (свинец, серебро, золото, молибден, олово, вольфрам).

Геофизические особенности раздела М Курило-Камчатской дуги (пониженные скорости сейсмических волн, повышенные плотности и разогретость пород) позволяют предполагать распространение базитового субстрата и в подкоровых частях верхней мантии [202]. Подстилающие его породы, очевидно, представлены шпинелевыми клинопироксенитами, верлитами, лерцолитами [58]. Имеющиеся данные по абсолютному возрасту ультраосновных ксенолитов Камчатки указывают на относительно недавнее время (около 100 млн. лет) заложения вулканической структуры [58]. Исходя из этого, можно считать, что ее базитовый и ультраосновной субстраты со всеми присущими им петрогеохимическими чертами близко отображают состав первичной базальтовой коры и первичной верхней мантии зоны перехода континента к океану.

Представляется, что высокое содержание глинозема в магмах и специфика распределения в них фемафильных элементов наследу-

ется от состава базитового субстрата, подвергавшегося плавлению, и что, следовательно, наиболее распространенная в Курило-Камчатской дуге серия высокоглиноземистых и низкомагнезиальных вулканитов связана с магматическими очагами, локализованными в нижней коре и подкорковых частях верхней мантии. Более глубинные очаги, располагавшиеся в ультраосновном (пироксенит-верлит-лерцолитовом) слое генерировали магмы с нормальной глиноземистостью и магнезиальностью, окологларковыми содержаниями и соотношениями фемафильных микроэлементов (дмитровский вулcano-плутонический комплекс Шикотана).

В намеченном комплексе геохимических корреляций наиболее сложным и неясным представляется положение калия. Его повышенное содержание в инициальных шаровых лавах и породах всех других комплексов Шикотана (включая глубинный дмитровский комплекс) определенно указывает на присутствие достаточных количеств этого элемента в составе вещества как нижней коры, так и верхней мантии островной дуги. Вместе с тем, Главная зона дуги характеризуется распространением низкокалиевых вулканитов океанического типа, что свидетельствует о бедности калием субстрата этой зоны. Вулканиты следующей Западной зоны относятся, как и малокурильские, к известково-щелочной серии.

Таким образом, устанавливается перемежаемость узких зон с различным содержанием калия в субстрате нижней коры и верхней мантии, протягивающихся на огромное расстояние согласно с общим простиранением вулканической структуры. Интерпретация этой особенности Курило-Камчатской дуги требует привлечения более обширных материалов, поэтому на ее рассмотрении мы остановимся в следующей главе.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ ГЛУБИННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Глава 14

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ НИЖНЕЙ ЛИТОСФЕРЫ И ИХ ПРИРОДА

Успехи в изучении геологии океанов привели к мысли о глубоких различиях строения и состава литосферы континентального и океанического сегментов Земли. Еще до появления концепции новой глобальной тектоники Венинг-Мейнес выдвинул гипотезу о изначальной асимметрии литосферы, поддержанную и развитую Хессом [264] в его известной статье по истории океанических бассейнов. По Венинг-Мейнесу [264], билатеральная асимметрия Земли, выраженная в существовании континентального и океанического полушарий, возникла к началу архея в результате конвекционного перемещения протопланетного недифференцированного вещества по всему объему земного шара (одноячейный вихрь). В этот период ("великая катастрофа") обособились металлическое ядро, силикатная мантия и континентальная литосфера, материал которой был поднят к поверхности планеты восходящей ветвью конвекционного потока. По подсчетам Хесса, таким путем была образована примерно половина массы континентов и около одной трети воды океана.

Специфика строения и состава литосферы океанических областей устанавливается материалами геофизических и тектонических исследований [163, 136, 132, 194, 18] термодинамическими построениями [24], сравнительным анализом формационных [141] и петрохимических [74, 144] особенностей континентальных и океанических серий магматических пород. Однако наиболее фундаментальную основу для геохимических сопоставлений глубинной литосферы континентальной, переходной и океанической областей составляют данные по петрологии глубинных ксенолитов, позволившие В.С. Соболеву и его сотрудникам [224, 58] выделить целый ряд типов верхней мантии, характеризующих вертикальную и латеральную неоднородность различных планетарных структур.

Наиболее сложное слоисто-блоковое строение свойственно верхней мантии древних платформ, таких как Сибирская и Южно-Африканская. Высокая степень изученности глубинных ксенолитов, найденных в многочисленных кимберлитовых трубках Сибирской платформы, дала возможность построить модель расслоения верхней мантии по вертикали, которая, учитывая поразительное сходство глубинных ксенолитов Сибири и Южной Африки, характеризует, по видимому, и строение верхней мантии последней. Как уже указы-

валось, основным критерием для разделения ксенолитов на фациальные группы и выделения фаций глубинности в мантийном субстрате являлось содержание хрома в гранате, которое, как показали В.С. Соболев и Н.В. Соболев [226] на основании обобщения экспериментальных и петрологических данных, возрастает с увеличением давления. Учитывались также другие особенности распределения элементов в минералах, выделенные Н.В. Соболевым [227] в качестве признаков глубинности.

Наиболее глубокая зона верхней мантии, относящаяся к алмазпироповой фации и располагающаяся ниже 130 км (при 1000°C), представлена высокомагнезиальными ультраосновными породами (пироповые дуниты, гарцбургиты и лерцолиты с небольшим количеством пироксенов), отличающимися низким содержанием всех базальтических элементов — алюминия, титана, железа, кальция, щелочей. Эклогиты имеют здесь незначительное распространение и вряд ли существенно влияли на состав первых выплавов кимберлитового расплава, имевших исключительно высокую магнезиальность. Расположенная выше зона коэситовой субфации (130–120 км) характеризуется преобладанием гранатовых лерцолитов при резко подчиненном распространении железисто-магнезиальных эклогитов и верлитов. Равномернозернистые лерцолиты близки по составу к хромпироповым дунитам и гарцбургитам нижней зоны, хотя среди них встречаются разности с несколько повышенным содержанием извести и глинозема. Характерные для этой зоны катаклазированные гранатовые лерцолиты аналогичны по составу равномернозернистым, отличаясь от них несколько повышенным содержанием титана.

В зоне гроспидитовой субфации (120–80 км) распространены породы с широким диапазоном составов — от ультраосновного до основного, нередко высокоглиноземистого. Очень характерно появление здесь лерцолитов и пироксенитов, содержащих пикроильменит. Благодаря повышенному содержанию граната и пироксенов в лерцолитах трубки Обнаженная, северная часть гроспидитовой зоны характеризуется повышенным содержанием алюминия и кальция, но содержание железа и здесь находится на уровне южных районов.

Для вышележащего слоя шпинель-пироповой субфации (80–50 км) и шпинель-пироксеновой фации (50–30 км) характерно развитие гранат-шпинелевых, гранатизированных шпинелевых, шпинелевых перидотитов и пироксенитов, а также магнезиально-железистых эклогитов. Широкое распространение, особенно в пределах северного блока, имеют разности гипербазитов, в той или иной степени обогащенные ильменитом и флогопитом, причем последний нередко образует мономинеральные скопления — глиммериты. Флогопит-ильменитовые гипербазиты имеют повышенное содержание алюминия, железа, кальция, титана, калия, фтора при относительно низком содержании магния. Повышенное содержание алюминия и железа свойственно также части перидотитов и пироксенитов, не содержащих ильменита и флогопита. В то же время здесь встречаются высокомагнезиальные разности лерцолитов, бедные шпинелью, которые,

вероятно, слагают самые верхние дебазальтизированные части мантии.

Коррозионные соотношения флогопита с другими минералами ильменитовых гипербазитов, а также сравнительно молодой возраст его скоплений (около 1 млрд. лет) привели В.С. Соболева [222, 223] к выводу о вторичном происхождении флогопитовой минерализации, связанной с воздействием глубинных калийсодержащих флюидов на обогащенные глиноземом ильменитовые гипербазиты подкорового слоя мантии. Это предположение подтверждается и геохимическими исследованиями. Они показали высокие содержания бора почти во всех флогопитовых гипербазитах независимо от содержания в них ильменита, составляющие в среднем по 39 пробам 392 г/т, что значительно выше содержаний этого элемента в других типах ксенолитов, а также в кимберлитах (в среднем 190 г/т по 226 образцам).

Наряду с бором в флогопитовых гипербазитах в повышенных количествах присутствуют медь (до 300 г/т и выше), олово (до 6,8 г/т), серебро (до 0,3 г/т). Однако близкие содержания названных металлов характерны и для ильменитовых гипербазитов без флогопита. Кроме того, чисто отобранные фракции ильменита содержат гораздо больше олова (8–84 г/т), чем флогопит (0,7–2,5 г/т), и имеют повышенные содержания меди (до 200 г/т) и серебра (до 0,26 г/т). Характерным элементом ильменита является также ванадий. В связи с этим ильменитсодержащие гипербазиты отличаются его повышенным содержанием (до 480 г/т) от всех других типов ультраосновных пород. Из числа безильменитовых пород наиболее высокое содержание ванадия имеют амфиболиты (270 г/т) и шроксениты (до 250 г/т). Таким образом, повышенные концентрации рудных элементов в породах верхних зон мантии связаны, если не полностью, то в значительной своей части, с процессом первичного обогащения этих зон базальтическими компонентами, а не с поздним привнесом флюидами.

Этот вывод подтверждается данными и для тех рудных элементов, для которых вертикальная зональность распределения в породах мантии не устанавливается. К ним относятся молибден, вольфрам, золото, цинк, ртуть. Содержания перечисленных металлов в кимберлитах либо очень близки, либо ниже, чем в ксенолитах ультраосновных пород, т.е. привнос металлов глубинными растворами в период плавления субстрата и образования кимберлитовой магмы, вероятно, отсутствовал или был незначительным.

Заканчивая описание предлагаемой модели вертикальной геохимической неоднородности верхней мантии Сибирской платформы, следует подчеркнуть, что снижение магнезиальности пород и хромистости граната при переходе от нижних зон к верхним находится в прямой корреляции с распределением никеля в породах. Особенно четко эта зависимость прослеживается по ксенолитам трубок Удачная–Восточная и Обнаженная, для которых получены наиболее представительные геохимические данные (табл. 21, 26). Как видно из

табл. 21, в трубке Удачной-Восточной в наиболее глубоких катаклазированных лерцолитах с фиолетово-красным гранатом содержание никеля составляет 2310 г/т, а в катаклазированных лерцолитах с менее хромистым оранжево-красным гранатом - 1830 г/т; равномернозернистые лерцолиты с высокохромистым гранатом содержат 1760 г/т Ni, тогда как аналогичные по текстуре лерцолиты с гранатом умеренной хромистости - 1160 г/т Ni; в шпинелевых лерцолитах содержание никеля повышается (1575 г/т), но в пироксенитах оно падает до 500-950 г/т. В трубке Обнаженной (см. табл. 26) гранатовые и шпинелевые лерцолиты содержат 1990 и 1940 г/т Ni, гранат-ильменитовые и ильменитовые лерцолиты - около 1500 г/т Ni, а гранат-ильменитовые и ильменитовые пироксениты - 1300 и 1380 г/т Ni. Геохимической особенностью катаклазированных лерцолитов трубки "Удачной-Восточной" является повышенное содержание бора, составляющее в среднем 289 г/т (37 проб). Эта особенность едва ли случайна и скорее всего указывает на глубинное смятие пород, сопровождавшееся поступлением ювенильных флюидов.

Наиболее четко проявленная латеральная неоднородность верхней мантии Сибирской платформы состоит в различии петрогеохимических черт глубоких ксенолитов и кимберлитов южных и северных полей. В целом ксенолиты северных полей содержат больше алюминия, железа, кальция, натрия и меньше магния, чем ксенолиты южных полей. Эти различия определенно свидетельствуют о том, что верхняя мантия в северной части кимберлитовой провинции (район трубки "Обнаженной") сохранила больше легкоплавких базальтических компонентов, чем верхняя мантия южных полей (районы трубок Мир и Удачная). Поскольку возраст трубки Обнаженной мезозойский, а возраст трубок Мир и Удачная среднепалеозойский, можно думать, что не выплавление трапповой магмы явилось главной причиной истощения субстрата верхней мантии базальтическим материалом, хотя трапповая магма, как было показано в соответствующей главе, имеет скорее всего подкоровое происхождение. Вероятно, более значительная часть базальтических компонентов была вынесена из субстрата верхней мантии в предшествовавший траппообразованию период архейского и протерозойского магматизма, более масштабно проявленного в южной части платформы.

Поскольку в кимберлитах северных районов содержание ксенолитов менее глубоких фаций резко повышено за счет уменьшения ксенолитов глубоких фаций, можно предполагать, что в северной части провинции кимберлитовая магма выплавлялась на менее значительной глубине, чем в южной части, и притом из субстрата, более богатого базальтическим веществом. Это предположение находится в полном соответствии с более высоким содержанием всех легкоплавких и легкоподвижных компонентов (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , TiO_2 , K_2O , P_2O_5), в кимберлитах северных полей по сравнению с южными.

Для большинства изученных микроэлементов не удается обнаружить определенную зависимость между содержанием в кимберлитах и содержанием в глубинных ксенолитах тех или иных полей. Отчасти это можно объяснить тем, что коллекции кимберлитов и коллекции ксенолитов неравнозначны. Например, ксенолиты Чомурдахского поля отобраны из трубок Чомур, Надежная и Дружба, а среди 7 изученных образцов кимберлитов этого поля два из трубки Чомур, один из трубки Надежная и ни одного из Дружбы. В Далдынском поле ксенолиты взяты из трубок Дальняя и Удачная, а из 22 образцов кимберлита только 4 из трубки Дальняя и ни одного из трубки Удачная.

С другой стороны, нельзя исключить, что концентрации тех или иных элементов в кимберлитах зависят от условий плавления, и при одинаковом содержании элемента в исходном субстрате кимберлиты могут сильно различаться. Такая картина вероятна, например, для галлия: средние содержания галлия в перидотитовых включениях южных полей и Чомурдахского поля практически одинаковы, а кимберлиты Чомурдахского поля заметно обогащены галлием по сравнению с кимберлитами южных полей.

Сопряженное возрастание концентраций — и в кимберлитах, и в глубинных включениях — при переходе от южных районов к северным отмечается для серебра, меди, цинка. Интересна картина для меди (г/т, в скобках количество анализов):

Кимберлитовое поле	Кимберлиты	Перидотиты
Мало-Ботубинское	54,6 (5)	29,3 (3)
Алакитское	64,3 (18)	41,0 (25)
Далдынское	39,5 (22)	17,6 (23)
Верхне-Мунское	40,1 (9)	39,7 (10)
Чомурдахское	73,3 (7)	45,8 (13)
Куйское	30,5 (4)	32,7 (6)

Как видно из приведенных цифр, средние для четырех полей — Далдынского, Мало-Ботубинского, Алакитского, Чомурдахского — показали почти идеальную прямую зависимость между содержанием в перидотитовых нодулях и содержанием в кимберлитах. Общим для этих полей является практически полная серпентинизация оливина кимберлитов и большинства включений. Средние содержания для Верхне-Мунского и Куйского полей отклоняются в сторону относительно повышенных концентраций в глубинных включениях (или пониженных в кимберлитах). Для этих двух полей характерна слабая серпентинизация оливина и низкое содержание карбоната. То и другое свидетельствует о слабом участии летучих компонентов в формировании кимберлитовой магмы (точнее — об относительно слабом). Можно предположить, что уменьшение роли летучих и привело к относительно слабому переходу меди из исходного мантийного материала в кимберлитовые выплавки.

Выше (глава 2) неоднократно отмечались геохимические особенности некоторых кимберлитовых трубок (или групп трубок), от-

личающие их от остальных кимберлитовых тел данного поля. Не исключено, что здесь мы имеем дело с проявлением горизонтальной неоднородности верхней мантии. В восточной части Алакитского поля трубки Сытыканская, Снежинка и Дружба выделяются повышенным содержанием меди, свинца, железа. Трубки северной части того же поля характеризуются высоким содержанием молибдена и титана. В центральной части Алакитского поля (Веселая, Магистральная, Начальная, Мархинская) кимберлиты обогащены цирконием, вольфрамом, алюминием.

Для северной и северо-восточной части Далдынского поля характерны высокие содержания свинца, пониженные — молибдена, олова, висмута. Трубка Чомур среди изученных тел Чомурдахского поля выделяется высокими содержаниями свинца, алюминия, калия, низкими — олова, минимальными — галлия. В Мало-Куонамском поле для трубки Малокуонамская характерны максимальное содержание алюминия и молибдена, высокое содержание галлия, низкое — железа. Здесь же в образцах трубки Университетская установлены низкие содержания вольфрама, галлия, титана; в образцах трубки Сенокю-Северная — максимальный вольфрам, высокие концентрации олова и титана.

Наиболее четко неоднородность мантии проявилась по рению: и кимберлиты (45,0 мг/т), и глубинные включения (11,0 мг/т) южных полей заметно обогащены рением по сравнению с кимберлитами (5,7 мг/т) и глубинными включениями (2,1 мг/т) северных полей. На меньшем числе образцов намечается неоднородность по платине. Три образца глубинных включений Далдынского поля показали 56, 161 и 427 мг/т платины; два образца включений трубки Обнаженная — 57 и 147 мг/т платины; пять образцов Средне-Оленекского района — 26, 45, 63, 73, 84 мг/т [274].

О неоднородности мантии по золоту писал В.А. Вахрушев и В.Г. Цимбалит [37], сопоставляя данные по глубинным включениям трубки Обнаженная, Северо-Минусинской впадины, Авачинского вулкана и Гавайских островов. Региональные вариации содержаний золота в базальтовых породах позволили Р.И. Тиллингу с соавторами также высказаться в пользу неоднородности верхней мантии. В.В. Иванов с соавторами [100] выявили неоднородность в пределах Якутской кимберлитовой провинции: пониженные содержания золота характерны для глубинных включений восточной части Алакитского поля и для включений Куонапского района; повышенные концентрации золота — во включениях Далдынского поля и северной части Алакитского поля. В этой же работе отмечена обогащенность серебром, свинцом и цинком глубинных включений Укукитского (Омонос-Кутугунского + Нижне-Укукитского) поля.

Причиной отмеченных латеральных геохимических неоднородностей верхней мантии могут являться геохимические флуктуации, возникшие в догеологический период при формировании первичной литосферы Земли, и конвективные перемещения мантийного субстрата после образования протокры в различные эпохи архейского, про-

терозойского и фанерозойского магматизма. В настоящее время невозможно сказать что-либо определенное о протопланетных и древнейших геохимических процессах, происходивших в мантии Земли, но некоторые геохимические данные, позволяющие судить о процессах фанерозойского возраста, имеются. Изучение распределения микроэлементов в минералах глубинных ксенолитов Якутской провинции показало, что содержание когерентных (никель, кобальт) и некоторых других (титан, серебро, цирконий) микроэлементов в оливине лерцолитовых ксенолитов отчетливо уменьшается в пределах южных полей при переходе от Мало-Ботуобинского района (трубка Мир) на север к Далдынскому (трубка Удачная), а затем к Верхне-Мунскому району (трубки Зимняя и Комсомольская). В то же время оливин лерцолитовых ксенолитов трубки Обнаженная Куойского поля, наиболее удаленного из числа изученных от Верхне-Мунского района, имеет более высокое содержание всех указанных элементов (кроме никеля) по сравнению с оливином Верхне-Мунского района. Выявленная закономерность распределения микроэлементов в оливине иллюстрируется следующей таблицей (г/т, в скобках количество анализов):

Трубки	Ni	Co	Ti	Ag	Zr
Мир (22)	1930	176	160	0,049	54
Удачная (5)	1760	120	80	0,080	52
Зимняя, Комсомольская (8)	1571	105	100	0,038	39
Обнаженная (19)	1520	134	210	0,118	109

Снижение концентрации микроэлементов в оливине по направлению на север в пределах южных полей связывается нами [64] с конвективным перемещением в этом направлении субстрата верхней мантии в палеозойско-раннемезозойский цикл кимберлит-траппового вулканизма. Главным механизмом потери оливином микроэлементов являлась, по нашему мнению, внутрикристаллическая диффузия микроэлементов с накоплением их в кимберлитовом и базальтовом расплавах, выплавлявшихся из лерцолитового субстрата в процессе его конвекционного течения. Концепция связи кимберлитообразования с конвективными потоками вещества верхней мантии впервые обоснована В.А. Милашевым [168]. По его мнению, кимберлитовый вулканизм Сибирской платформы укладывался в единый цикл конвекции (от девона до мела), а длина конвективных ячеек при их радиальном расположении охватывала все районы развития кимберлитов. Полученные нами данные позволяют предполагать существование двух циклов и соответственно систем конвекции: палеозойско-раннемезозойского в южных районах и мезозойского — в северных районах Якутской кимберлитовой провинции. Если в первую эпоху (380–320 млн. лет) движение конвектирующего субстрата происходило с юга на север, от Мало-Ботуобинского района к Верхне-Мунскому, то во вторую эпоху (170–130 млн. лет)

более вероятно (учитывая высокие содержания микроэлементов в оливине ксенолитов трубки Обнаженной) противоположное направление конвективных потоков — от Нижне-Оленекского района к районам Куонапскому, Средне-Оленекскому и Приленскому.

Нижняя часть коры Сибирской платформы слагается, очевидно, нижнеархейскими и, возможно, катархейскими гранулитовыми комплексами (сутамский, курультино-гонамский, чогарский), выведенными на поверхность вдоль южной окраины Алданского щита и в Становой зоне благодаря более интенсивному воздыманию и более глубокой эродированности всей этой области. Преобладающие в составе древних гранулитовых комплексов метабазиты обладают рядом особых петрогеохимических черт. Они более богаты железом и калием по сравнению с толеитами океанических хребтов и островов и очень близки по химизму к толеитам древних платформ. Однако от траппов и большинства других типов базальтов метабазиты раннего архея отличаются высоким содержанием фтора и фторофильных микроэлементов (олово, тантал, вольфрам, молибден), а иногда также таких халькофилов как медь, цинк, свинец, золото. Такими же петрогеохимическими особенностями характеризуются и метасульфидиты нижнеархейских комплексов. Необычные петрогеохимические черты древних метабазитов и метасульфидитов позволяют рассматривать их как образования протоконтинентальной коры, формировавшейся в условиях наиболее интенсивной дегазации вещества глубинных частей планеты.

Сопоставляя петрогеохимические особенности глубинных ксенолитов и раннеархейских метабазитов, можно считать, что формирование верхней мантии Сибирской платформы и, вероятно, подобных ей древних платформ, таких как Южно-Африканская, началось на заре геологической истории Земли и было прямо связано с начальной дифференциацией протопланетного вещества и концентрацией легкоплавких и легколетучих соединений в верхних частях протоконтинентальной литосферы.

Богатые фтором и рудными элементами нижнеархейские метабазиты обнажаются в основании срединных массивов (Омолонский, Тайгоносский, Охотский) складчатого обрамления Сибирской платформы. Это свидетельствует о распространении протоконтинентальной базальтовой коры на значительное расстояние к востоку от платформенных структур, вероятно, вплоть до внешней (материковой) зоны краевых вулканических поясов. В то же время верхняя мантия протерозойских и фанерозойских складчатых областей как южного (Минусинский прогиб, Прибайкалье), так и восточного (Кольмо-Чукотская и Сихотэ-Алиньская области) обрамления платформы имеет иное строение: она менее дифференцирована и состоит в основном из шпинелевых лерцолитов, бедных титаном, щелочами и фтором. Повышенное содержание титана, а также алюминия, железа, щелочей устанавливается в клинопироксенитах, которые, вероятно, концентрировались в подкоровом слое мантии.

Таблица 87

Распределение когерентных микроэлементов (г/т) в щелочных вулканах Дальнего Востока

Элементы, параметры	Южная группа			Центральная группа		
	А	Вс	Бр	Св	М	
Базальты						
Ni	380	240	328	659	397	
Co	63	39	110	133	145	
Cr	250	139	397	680	335	
V	210	60	536	425	291	
Ti, в %	1,08	1,00	1,23	1,34	1,07	
Оливин						
Ni	2475	2408	2183	2227	2075	
Co	200	202	204	216	116	
Ag	0,096	0,079	0,098	0,089	0,057	
Энстатит						
Ni	893	862	1208	940	736	
Co	89	79	120	93	66	
Cr	2900	2783	2068	1980	1950	
V	92	72	62	60	50	
Ti	900	1448	880	780	648	
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,28	0,41	0,29	0,21	0,31	
Диопсид						
Ni	243	592	623	640	600	
Cr	7390	7590	6523	4264	3600	
V	160	168	250	198	180	
Ti	3540	4020	4000	3803	3480	
Ni (ол)/Ni (ди)	10,19	4,08	3,50	3,48	3,46	
T, °C	1300	1075	1045	1040	1040	

Примечание. Вулканы: А - Андриановский, Вс - Веселый, Бр - Борисовский, Св - Свяягинский, М - Медвежий, Сл - Саль-

Латеральные геохимические неоднородности верхней мантии складчатых областей детально изучены на примере Сихотэ-Алиня, где вулканы щелочных базальтов с глубинными ксенолитами достаточно широко и равномерно распределены по площади и велика общая геологическая изученность территории. Приведенные в главе 10 обширные данные по геохимии минералов лерцолитовых ксенолитов позволяют считать, что в пределах Сихотэ-Алинской складчатой области с ее субмеридионально-северо-восточным простираем тектонических зон намечаются поперечные субширотные пояса, характеризующиеся различным содержанием фемафильных микроэлементов в перидотитовом веществе верхней мантии. Содержание фемафилов

базальтах и минералах лерцолитовых ксенолитов отдельных вулканов

	Центральная группа		Северная группа			
	Сл	Вт	Д	ВБ	З	Бл
	470	369	379	317	44	133
	97	66	44	61	13	55
	579	376	515	643	58	409
	442	167	91	183	24	203
	1,18	1,10	1,55	1,30	1,36	1,28
	1500	2066	1140	2475	722	1283
	100	177	126	143	109	122
	0,050	0,077	0,068	0,059	0,041	0,080
	500	655	613	578	408	943
	47	54	50	45	42	94
	1490	1960	1420	2066	750	1020
	45	57	36	53	25	34
	660	727	609	593	359	377
	-	0,16	0,60	0,16	0,76	0,45
	565	805	530	305	300	320
	2433	5866	5200	3875	996	1800
	150	358	170	143	100	100
	3220	3497	2700	2880	3180	3250
	2,65	2,57	2,15	8,11	2,41	4,01
	995	985	955	1235	975	1070

ский, Вт - Вострецовский, Д - Дальний, ВБ - Верхне-Бикийский, З - Заурский-1, Бл - Болоньский.

в мантийных перидотитах в общем уменьшается с юга на север, достигая минимума в поясе Верхне-Анюйской вулканической группы (табл. 87).

Учитывая наличие определенной связи размещения щелочобазальтовых вулканов с глубинными разломами, а также субширотную металлогеническую зональность Сихотэ-Алинской области, границы между различными геохимическими поясами подкорового субстрата можно условно провести по системе субширотных глубинных разломов Сихотэ-Алиня. По этому принципу выделяется [62] пять субширотных поясов (с юга на север): Южно-Приморский, Верхне-Уссурийский, Анюйско-Бикийский, Северо-Сихотэ-Алинский, Нижне-

Амурский (фиг. 11). Граница между Южно-Приморским поясом, занимающим узкую краевую полосу континента, и Верхне-Уссурийским поясом может быть условно проведена между вулканами Борисовским и Свягинским севернее Южно-Сихотэ-Алинского субширотного разлома, примерно параллельно ему. Северная граница Верхне-Уссурийского пояса проходит, вероятно, несколько южнее Бикинского субширотного разлома между вулканами Дальним и Вострецовским. Границу между Анойско-Бикинским и Северо-Сихотэ-Алинским поясами можно провести несколько севернее Анойско-Ботчинского поперечного разлома, контролирующего расположение Верхне-Анойской группы вулканов. Наконец, северная граница Северо-Сихотэ-Алинского пояса условно проводится по Сонахско-Туминскому субширотному разлому.

Основываясь на близости уровня содержаний фемафильных микроэлементов в минералах ксенолитов Болоньского и Вострецовского вулканов, мы полагаем, что к северу от Болоньского вулкана происходит постепенное возрастание содержаний фемафилов в перидотитах верхней мантии, достигающие величин, аналогичных Южно-Приморскому поясу, в области Амгуньского субширотного разлома, который проходит примерно в средней части Нижне-Амурского пояса. К сожалению, в северной части Сихотэ-Алиня щелочнобазальтовые вулканы пока не обнаружены и доказать высказанное предположение аналитическими данными оказалось невозможным. Однако косвенным подтверждением предлагаемой модели является симметрия эндогенной металлогении Сихотэ-Алинской области относительно Анойско-Бикинского пояса (металлогеническое сходство Южно-Приморского и Нижне-Амурского, Верхне-Уссурийского и Северо-Сихотэ-Алинского поясов), что, как указывалось ранее [62] и будет дополнительно показано в заключительной главе данной работы, связано с геохимической симметрией подкорового субстрата.

Исходя из описанной модели и основываясь на полученных данных по химическому составу перидотитовых ксенолитов и их минералов, мы рассчитали среднее содержание микроэлементов в перидотите верхней мантии по отдельным субширотным поясам и в целом для Сихотэ-Алинской складчатой области (табл. 88). В последнем случае соотношение частей принималось (с учетом ширины субширотных поясов) как 27:23:15. Аномально высокие и низкие содержания микроэлементов (вулканы Верхне-Бикинский, Вострецовский, Сальский и др.) исключались из подсчета средних как по отдельным поясам, так и для всей Сихотэ-Алинской области. Рассмотрение табл. 88 показывает, что, как и следовало ожидать, подкорковые перидотиты различных субширотных поясов отличаются в основном по содержанию когерентных микроэлементов — никеля, кобальта, хрома, ванадия, титана.

Для других микроэлементов общая закономерность, выражающаяся в снижении концентраций при переходе от краевых поясов к внутреннему (Анойско-Бикинскому), проявлена менее резко (Zn, Pb, Ag, Ga) или вообще отсутствует (Cu, Sn, Zr, B), что объясняет-

Таблица 88

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в шпинелевых лерцолитах субширотных поясов верхней мантии Сихотэ-Алинской складчатой области

Элемент	Субширотные пояса			Область в целом	Кларки ультраосновных пород
	Южно-Приморский	Верхне-Уссурийский	Анхойско-Бикинский		
Ni	1881	1575	797	1523	2000
Co	163	127	94	135	200
Cr	2352	1845	1579	1994	2000
V	56	43	36	46	40
Ti	796	774	554	732	300
Cu	23	16	22	20	20
Zn	58	33	36	44	30
Pb	5,7	3,3	2,1	4,1	0,1
Ag	0,089	0,076	0,057	0,077	0,05
Sn	2,7	3,2	2,0	2,7	0,5
Ga	6,1	4,7	3,8	5,1	2,0
Zr	58	73	71	66	30
B	2,7	4,4	1,7	3,1	1,0
Ni/Co	11,54	12,40	8,48	11,28	10,00
Cr/V	42,00	42,91	43,86	43,35	50,00

ся, очевидно, неконституэнтным и часто случайным (наложенным) характером значительной доли примесей. Средние содержания микроэлементов в мантийном перидотите Сихотэ-Алинской области для хрома, ванадия, меди почти совпадают с кларками ультраосновных пород, по А.П. Виноградову [42] для никеля и кобальта ниже кларков, для титана, цинка, свинца, серебра, олова, галлия, циркония и бора превышают кларковые величины.

Рассмотрим возможные причины возникновения латеральной геохимической зональности субстрата верхней мантии Сихотэ-Алиния, выявленной проведенными исследованиями. Как подчеркивалось ранее [63, 62, 64], установленные закономерности регионального распределения микроэлементов в глубинных лерцолитах находят наиболее приемлемое объяснение, если предположить длительное существование в субстрате астеносферного слоя конвекционных течений, которые возникали вследствие поступления флюидно-тепловых потоков по субвертикальным дислокациям мезосферы в области Южно-Приморского и Нижне-Амурского поясов. Представляется, что главным механизмом, определившим потерю микроэлементов минералами лерцолита в процессе конвективного течения, являлась внут-

рикристаллическая диффузия микроэлементов с накоплением их в жидкой базальтической фазе, которая выплавлялась из первичного перidotита в пределах астеносферного слоя.

Скорость диффузии ионов в кристаллах находится в прямой зависимости от температуры. Так, величина коэффициента диффузии никеля в форстерите при возрастании температуры от 1150 до 1650°C (температура ликвидуса пикрита в сухой системе при давлении около 30 кбар) увеличивается примерно в тысячу раз [249]. Исходя из этого, можно предполагать значительную эффективность механизма внутрикристаллической диффузии микроэлементов при температурах выплавления пикритовых и мелабазальтовых расплавов из субстрата верхней мантии. Наличие пленок расплава между зернами плавящихся мантийных пород должно, очевидно, способствовать перераспределению микро- и макрокомпонентов между минералами субстрата.

Латеральные составляющие конвективных течений в субстрате астеносферного слоя имели субмеридионально-северо-восточное направление, согласное с простиранием цепочек щелочнобазальтовых вулканов и орогенных структур Сихотэ-Алиня. Восходящие ветви конвекционных петель предположительно располагались: на юге Приморья - в зоне глубинного субширотного разлома, ограничивающего подошву континентального склона [143] в Нижне-Амурском поясе - в зоне Амгуньского глубинного субширотного разлома. Первый разлом, возможно, является восточным продолжением Яньшаньского линеймента КНР, второй - отражением структур Монголо-Охотской области, находящихся в фундаменте северного Сихотэ-Алиня [43, 243]. Нисходящие ветви конвективных потоков контролировались соответственно Бакинским и Анойско-Ботчинским субширотными глубинными разломами. Из предлагаемой модели и теоретических расчетов соотношения размеров латеральной и радиальной составляющих конвекционной ячейки (1:2 - 1:3, по Кнопову [122]) следует, что вертикальная ветвь данной системы составляла примерно 220-330 км, т.е. укладывалась в предполагаемые пределы мощности астеносферного слоя.

Важные особенности описанной конвекционной системы выявляются при анализе распределения никеля между оливином и диопсидом перцолитовых ксенолитов. Как видно из табл. 87, величина отношения $Ni(ол)/Ni(ди)$ более монотонно, чем сами концентрации элемента в минералах, снижается с юга на север до вулкана Дальнего, а затем начинает возрастать. Главным исключением из этой закономерности, как и в рассмотренных ранее случаях, является вулкан Верхне-Бикинский с величиной отношения $K = Ni(ол)/Ni(ди) = 8,11$, близкой к максимальному значению вулкана Андриановского ($K = 10,19$). Согласно данным Т.А. Хекли и Г.Л. Райта [290], полученным прямыми определениями температур и содержаний никеля в минералах базальтов современного лавового озера вулкана Килауэа (Гавайские острова), величина указанного отношения возрастает с ростом температуры, причем зависимость имеет линей-

ный характер в координатах $\ln K - 1000/T$ (°К). Пользуясь графиком Хекли и Райта, мы определили температуры лерцолитовой ассоциации (табл. 87), которые соответствовали, очевидно, температурам верхней мантии в момент захвата ксенолитов базальтовой магмой.

Как видно из табл. 87, с юга на север происходило снижение температуры лерцолита от 1300°C (вулкан Андриановский) до 955–975°C (вулканы Дальний и Заурский), что являлось главным фактором и результатом конвекционного течения субстрата верхней мантии в этом направлении. Существенное повышение температуры лерцолитовых ксенолитов вулкана Болоньского подтверждает предположение о существовании в северной части региона второй конвекционной ячейки с противоположным направлением перемещения субстрата. Расчет температур с помощью дупироксенового геотермометра Дэвиса и Бойда [58] дает примерно такие же интервалы температур лерцолитовой ассоциации, что и геотермометр Хекли и Райта, однако данные дупироксенового геотермометра менее регулярны, что связано, вероятно, с его более высокой чувствительностью к тепловому воздействию вмещающей включения базальтовой магмы.

Следствием конвекционного течения субстрата являлось, очевидно, и изменение степени окисления железа в энстатите. Возрастание ее вблизи нисходящих ветвей конвекционных петель происходило как в результате понижения температуры, так и в связи с повышением фугитивности кислорода, вызванным диссипацией водорода в процессе конвективного перемещения субстрата. Повышенная степень окисленности железа в энстатите включений вулкана Веселого, возможно, объясняется приуроченностью его к Южному Сихотэ-Алинскому глубинному разлому, служившему в течение длительного времени зоной циркуляции флюидов, в том числе и водосодержащих, обладающих окислительным действием.

Полученные данные позволяют рассмотреть отмеченные выше отклонения от установленных пространственных закономерностей в распределении микроэлементов по минералам глубинных лерцолитов. Так, аномалия Верхне-Бикинского вулкана, связанная с резко повышенной температурой лерцолитовой ассоциации (табл. 87), объясняется, по-видимому, локальным разогреванием верхней мантии в зоне глубинной флюидопроводящей структуры краевого вулканического пояса, где располагается Верхне-Бикинский вулкан. Следствием повышения температуры являлось также снижение степени окисления железа в энстатите включений данного вулкана. Вероятно, с влиянием повышенной температуры было связано снижение содержания никеля и кобальта не только в диопсиде, но также и в энстатите вулканов Веселого и Андриановского по отношению к вулкану Борисовскому.

Аномалии вулканов Вострцовского (высокие концентрации когерентных микроэлементов во всех трех минералах лерцолитов), Дальнего (высокая концентрация хрома в диопсиде), Верхне-Би-

кинского (повышенное содержание хрома в энстатите), Сальского (пониженные содержания никеля и кобальта в энстатите) не могут быть объяснены влиянием температуры, они связаны, вероятно, с геохимическими неоднородностями верхней мантии. Эти неоднородности могли быть как первичными, так и обусловленными различием скорости и длительности конвекционного перемещения субстрата, т.е. степенью потери микроэлементов минералами перцолита. Наиболее типичен в этом отношении вулкан Вострецовский, который как бы фиксирует малоподвижный блок верхней мантии, обтекавшийся конвектирующим субстратом и сохранивший в силу этого относительно высокий уровень содержаний микроэлементов.

Верхняя мантия переходной зоны, простирающейся от внутренних частей краевых вулканических поясов на западе до вала Зенкевича на востоке, судя по составу глубинных ксенолитов, характеризовалась примерно таким же строением, как и верхняя мантия континентальной окраины, но содержала еще меньше титана, щелочей, фтора и рудных микроэлементов. Такой же характер имела здесь протокора, на что указывает бедность названными элементами габброидных ксенолитов, вынесенных эффузивами курильских и камчатских вулканов. Геохимическая специфика переходной зоны состояла и в сравнительно низком содержании главных когерентных элементов — никеля и хрома — по отношению к кобальту и ванадию, имеющим предпочтительную кристаллохимическую связь с более легкоплавкими, чем силикаты магния, силикатами железа и кальция, а также алюмосиликатами. Вероятно, аналогичный примитивный состав имели толеиты протоокеанического ложа. Предположение о заложении переходной зоны на океанической коре было высказано ранее Н.П. Васильковским [34, 35] на основании геологических данных.

Общей петрохимической чертой базальтов протокры платформы, ее складчатого обрамления и переходной зоны являлась высокая глиноземистость пород, очень четко выраженная в вулканических сериях островных дуг. В континентальных зонах эффузивы с повышенным и нормальным содержанием глинозема распространены примерно в одинаковой мере. Так, из древних комплексов чогарский, авековский и алданский (Федоровская свита) содержат их больше, чем сутамский и охотский. Геосинклинальные базальтоиды Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской областей, как правило, имеют нормальное или даже пониженное содержание глинозема. Однако в орогенных и посторогенных комплексах мезозойского возраста высокоглиноземистые базальты и андезиты встречаются довольно часто (табл. 89).

Нормальная или пониженная глиноземистость части архейских и протерозойских метабазитов, геосинклинальных и орогенных базальтов и андезитов объясняется, очевидно, деструкцией или рифтогенным раздвигом базальтовой протокры и выплавлением магм из регенерированной коры или непосредственно из субстрата верхней мантии. Раздвижение коры в пределах протоконтинента приводило

Таблица 89

Химический состав (% массы) высокоглиноземистых базальтов и андезитов вулканических зон Дальнего Востока

Вулканические зоны, породы (возраст)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
1. Наданьхада-Бикинская						
Базальт (J ₃)	46,24	1,05	17,01	5,75	2,74	2,00
Андезит (K ₁)	60,18	0,70	18,55	1,54	3,93	2,70
"	55,04	1,37	18,31	1,39	5,31	1,51
"	55,25	0,82	18,53	2,16	3,36	2,52
"	55,25	0,81	19,53	2,67	3,32	1,96
Базальт (K ₂)	49,00	1,50	17,22	6,30	2,98	0,74
"	49,80	1,00	18,82	4,10	3,76	1,18
2. Хингано-Фошаньская						
Андезит (K ₁)	60,86	0,53	17,84	2,29	2,95	6,30
"	59,90	0,61	18,01	2,78	3,13	1,29
"	59,36	0,70	19,15	2,93	3,00	1,94
"	58,86	0,68	17,14	3,63	3,30	0,75
3. Баджалъская						
Андезит (K ₁)	61,38	0,55	17,05	0,91	3,28	2,40
Андезит (K ₁)	61,88	0,28	21,39	1,56	2,56	2,66
Андезито-дацит (K ₂)	62,55	0,68	17,48	2,51	2,82	2,11
4. Лимнуская						
Андезито-базальты (J - K ₁)	55,6	0,3	22,6	1,7	3,9	2,5
5. Токско-Купуринская						
Андезиты (K ₁₋₂)	57,0	1,0	17,6	3,1	3,3	1,5
6. Верхне-Приамурская						
Андезиты (K ₁₋₂)	58,0	0,7	17,2	2,7	3,5	2,4
7. Удская						
Андезито-базальты (J - K ₁)	54,3	1,1	17,8	3,3	3,9	0,9
8. Преддзуджурская						
Андезито-базальты (K ₁₋₂)	55,9	0,6	18,6	3,1	3,5	1,3
Андезиты (K ₁₋₂)	58,5	0,4	19,6	2,3	3,8	2,2
Базальты (P)	51,0	0,5	19,4	4,7	3,0	0,6
9. Нижне-Зейская						
Базальты (K ₁)	52,8	1,2	17,3	4,8	4,1	2,5
10. Бысса-Усть-Буреинская						
Базальты (K ₁)	50,5	1,4	17,0	3,8	3,5	1,5
Андезиты (K ₁)	58,2	0,9	17,8	2,0	3,7	2,6
11. Тырмо-Ниманская						

Таблица 89 (окончание)

Вулканические зоны, породы (возраст)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
Андезиты (K ₁₋₂) 12. Эзопская	59,3	0,6	17,6	2,9	3,4	1,4
Андезиты (K ₁₋₂) 13. Тумнинская	58,9	0,7	17,0	2,7	2,6	2,2
Базальты (K ₂)	48,5	1,0	18,5	5,0	2,6	0,7
Андезито-базаль- ты (K ₂)	54,8	0,8	17,2	2,8	3,3	2,0
Андезиты (K ₂) 14. Бута-Коп- пинская	56,9	0,8	17,2	3,2	3,0	1,7
Андезиты (K ₂) 15. Северный отрезок Прибреж- ного базаль- тового пояса	56,0	0,9	17,0	2,9	3,2	2,6
Кузнецовская свита						
Базальты	49,6	1,3	18,9	5,8	3,3	1,2
Андезито-базальты	55,1	1,1	17,5	3,6	3,4	2,2
Андезиты	57,0	1,0	18,6	4,1	1,8	1,3
Кизинская свита						
Базальты	49,5	1,5	17,2	5,0	3,0	1,6
Андезито-базальты	52,9	1,4	17,2	4,9	3,4	1,6
Андезиты	59,5	0,6	18,2	3,2	4,0	1,2

Примечание. Зоны 1-3, по В.Г. Сахно [208]; 4-15, по В.И. Сухову [237].

к обнажению континентальной мантии, но не океанической коры и мантии, так как инициальные базальты фанерозойских эвгеосинклиналей (Сихотэ-Алинская, Монголо-Охотская и др.) имеют высокие содержания калия, титана, фосфора и рудных элементов, не свойственные океаническим толеитам. Следует подчеркнуть, что незначительное развитие высокоглиноземистых вулканитов характерно для всех крупных рудных районов Дальнего Востока - Дальнегорского, Кавалеровского, Комсомольского. Эта особенность объясняется, видимо, интенсивным и длительным проявлением глубинного вулканизма в данных блоках земной коры, что привело к полной переработке здесь протоконтинентального базальтового слоя.

Очень сложны и интересны особенности распределения калия в вулканических сериях переходной зоны. В пределах Большой гряды Курило-Камчатской островной дуги содержание калия в вулканитах, как указывалось ранее, нарастает по направлению от океанического к охотоморскому побережью. Если содержание калия в базальтах и

Таблица 90

Химический состав (% массы) калиевых базальтоидов, драгированных на островных шельфах и подводных возвышенностях переходной зоны

Подводные структуры, породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	q, %	l
1. Берингоморский склон Алеутской дуги								
1) Базальт (15-5)	50,53	0,81	18,54	7,12	3,73	0,78	-2,8	-15,3
2) Базальтовый туф (15-12)	47,27	0,65	19,00	8,70	3,87	0,65	-7,8	-21,2
3) Габбро-диабаз (15-3)	54,41	1,15	16,69	4,39	5,33	1,17	-0,2	-42,6
4) Габбро-диабаз (15-22)	48,01	0,89	17,39	8,14	3,80	1,09	-8,7	-25,6
2. Шельф северо-западного окончания Алеутской дуги								
1) Туф трахибазальта (19-3А)	52,78	0,77	15,50	5,33	3,71	3,35	5,7	-32,7
2) Эссексит-диабаз (19-1)	60,74	0,58	15,89	2,48	4,36	3,25	6,2	-42,7
3. Континентальный склон Восточной Камчатки								
1) Базальт (8-2)	47,14	0,78	18,62	6,78	3,43	1,03	-3,5	-13,8
2) " (8-3)	47,44	0,70	19,09	6,45	3,07	0,76	-2,3	-3,9
3) " (10-19)	53,62	1,68	18,07	4,17	5,04	1,49	0,3	-40,9
4) " (5-6)	48,90	0,62	18,10	5,20	2,57	0,68	2,5	9,8
5) " (5-8)	46,32	0,84	16,26	4,77	3,24	0,86	0,0	-5,4
6) " (5-12-3)	48,62	0,56	16,21	2,65	4,52	0,79	-2,2	-27,5
7) " (5-39)	51,08	0,84	15,74	6,02	2,70	0,64	3,4	9,1
4. Тихоокеанский островной склон								
1) Трахибазальт (1078-9А)	52,58	0,71	12,88	6,26	3,92	2,39	-2,4	-35,0
2) Туф трахибазальта (1078-9)	52,95	0,52	14,64	5,33	3,71	3,35	1,7	-37,8
5. Вал Зенкевича								
Северная часть								
1) Трахибазальт (12-16)	47,82	1,68	18,89	1,57	2,68	3,34	9,4	-13,3
Южная часть								
2) Трахибазальт (1089-78)	48,82	0,80	16,51	1,12	3,34	2,82	10,0	-17,9
3) " (1089-70)	48,24	0,68	17,13	2,09	3,23	2,30	8,8	-11,7
4) " (1089-69)	49,42	0,60	16,82	1,82	3,36	3,73	6,2	-34,9
5) " (1090-Ф6)	47,30	0,65	19,16	0,77	2,59	3,91	-0,6	-27,9
6) " (1112)	48,76	0,64	16,92	2,28	3,41	2,50	7,3	-18,3
7) Базальт (1112-П10)	48,32	0,62	16,40	5,07	2,82	1,11	1,3	0,0

Примечание. Данные по южной части вала Зенкевича, по Б.И. Васильеву и соавторам [33], все другие - по И.Н. Говорову, В.И. Шульдинеру, С.В. Высоккому, Г.И. Говорову.

андезито-базальтах Западной зоны колеблется в пределах 1–2% (вулканы Алайд, Ширинка, Чирикотан, Браутон), достигая 2,7% K_2O (Пик Фусса), то в краевой восточной части Главной зоны, например, в андезито-базальтах и габброидных ксенолитах вулкана Менделеева оно падает до 0,2–0,5% K_2O при таком же относительно низком содержании натрия (1,6–2,3% Na_2O). Однако в расположенной восточнее зоне Малой гряды и подводных возвышенностей Витязе и Пегаса снова распространены базальты и андезито-базальты с повышенным содержанием калия, причем типичные трахитоидные разности появляются не только на островах, но и на подводных возвышенностях и островном склоне. Субщелочные базальты с высоким содержанием калия найдены так же в пределах вала Зенкевича. Химические анализы образцов пород с повышенным содержанием калия, драгированных на шельфе Курильской гряды и на подводных возвышенностях морскими экспедициями Сахалинского комплексного института ДВНЦ АН СССР, приведены в табл. 90.

Таким образом, распределение пород с низким, – “океаническим”, и повышенным, – “континентальным”, содержанием калия в пределах переходной зоны выражается не в монотонном понижении калиевого содержания пород по направлению от континента к океану, а в сложном чередовании субпараллельных вулканических зон с различным содержанием калия. Эта зональность едва ли может быть связана с различной глубиной уровней магмообразования, как предполагал Г.С. Горшков. Скорее всего, она отображает процесс зарождения островной дуги, – процесс континентализации протоокеанической базальтовой коры и верхней мантии, который протекал при активном участии ювенильных флюидов, привносивших тепло и вещество, прежде всего такие легкоподвижные элементы как калий, сера, фосфор, фтор, хлор. Учитывая характер выявленной зональности, следует считать, что флюидно-тепловые потоки были связаны не с процессом переработки океанической литосферы, погружавшейся вдоль сейсмофокальной зоны в верхнюю мантию островной дуги [199, 77, 233], а с глубинной дифференциацией вещества океанического полушария, зарождавшейся, возможно, на границе ядро – мантия [5].

Легкоподвижные соединения калия и других элементов, поступавшие с флюидно-тепловыми потоками по системе сближенных субвертикальных дислокаций, должны были вступать в химические реакции с силикатами и алюмосиликатами протоокеанической верхней мантии и коры переходной зоны, обогащая их субстраты минералами “континентальной ассоциации” – амфиболами, слюдами, фосфатами. Впоследствии, на различных стадиях формирования переходной области, в пределах таких континентализированных зон, представлявших собой первичные валлообразные поднятия, происходило выплавление магм повышенной щелочности и калиевого содержания, тогда как в смежных зонах, где первичная океаническая литосфера не была континентализирована, выплавились низкокалиевые магмы океанического типа.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ БАЗАЛЬТОВ

Понятие о геохимических типах магматических пород предложено Л.В.Таусоном [238, 239]. По его определению, геохимический тип включает "группу пород, отличающихся общностью способа образования и геологического положения, что может проявляться в близости химического и минерального состава и формировании сходных рудно-магматических комплексов в разные периоды геологической истории" [239, с. 164]. Основываясь на ведущем значении геолого-генетического критерия, Л.В.Таусон подразделил гранитоиды на девять геохимических типов: плагиограниты толеитового ряда, гранитоиды андезитового ряда, граниты латитового ряда, агпаитовые редкометалльные граниты, плюмазитовые редкометалльные лейкограниты и т.д.

Другое определение геохимического типа дает В.И.Коваленко [123], предлагая использовать в качестве главных классификационных признаков количественные характеристики пород - химический и минеральный состав, особенности распределения петрогенных и редких элементов.

В частности, по терминологии, принятой В.И.Коваленко, тип плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов именуется литий-фтористым. Важные принципы геохимической систематики магматических пород подчеркнуты О.М.Глазуновым [57], выделившим геохимические типы интрузивных ультраосновных и ассоциирующихся с ними основных пород. По О.М.Глазунову, "геохимический тип гипербазитов объединяется общностью химизма, одинаковым устойчивым набором и уровнем концентраций петрогенных и примесных элементов", которые в совокупности отражают типичные химические параметры родоначального субстрата мантии [57, с. 223]. О.М.Глазунов подразделил гипербазиты на три типа: магнезиальный, железистый и промежуточный железисто-магнезиальный. В каждом типе им выделяются геохимические подтипы пород, отличающиеся концентрациям рудных элементов (хром, титан, платиноиды и др.) и обладающие различным потенциалом рудоносности.

Полученные авторами обширные геохимические данные позволяют провести геохимическую систематику эффузивных пород основного состава, которая, хотя и учитывает формационные, петрологические, петрохимические различия отдельных типов пород этой группы, но построена на оригинальных принципах и не находится в соподчинении с имеющимися формационными, минералогическими и петрохимическими классификациями базальтов. В качестве основы для выделения геохимических типов базальтов нами взяты концентрации и отношения концентраций когерентных микроэлементов в породах - никеля, кобальта, хрома, ванадия, а также содержания некоторых некогерентных, но очень характерных элементов, таких как калий, фтор, титан.

Эти характеристики представляют своего рода наследственный код, запечатлевший геохимический характер материнского субстрата и условий его плавления при возникновении базальтовых расплавов. Таким образом, выделяемые геохимические типы базальтов, подобно геохимическим типам гранитоидов и гипербазитов в систематиках Л.В.Таусона и О.М.Глазунова, несут определенное генетическое содержание, составляя тем самым необходимое дополнение к формационной и петрохимической классификациям рассматриваемой группы пород. Следует отметить, что критериальное значение концентраций и отношений когерентных микроэлементов при определении генезиса основных пород подчеркивалось ранее Л.Н.Когарко [125] и Б.Г.Лутцем [152].

Выше мы показали, что все главные минералы мантийных пород, за исключением граната, характеризуются высоким содержанием никеля и большой величиной отношения никеля к кобальту. Кроме того, все минералы, за исключением оливина, имеют высокое содержание хрома и большую величину отношения хрома к ванадию. Исходя из этого, мы подразделяем базальты прежде всего на два геохимических класса:

I — симатический, охватывающий породы мантийного происхождения, с высокими содержаниями никеля и хрома и отношением $Ni/Co > 1$;

II — сиальмафический, включающий породы с низкими содержаниями указанных элементов и отношением $Cr/V < 1$, связанные с магмами корового происхождения.

В классе симатических базальтов выделяется четыре геохимических типа: 1) протосиматический, 2) континентально-симатический, 3) талассосиматический, 4) телесиматический; в классе сиальмафических базальтов — два геохимических типа: 5) континентально-сиальмафический и 6) талассосиальмафический (табл. 91). В целом эта систематика отображает геохимическую специфику нижнеархейских метабазитов (первый тип), базальтов континентальных (второй и пятый типы) и океанических (третий и шестой типы) областей, а также щелочно-калиевых базальтов с распределением микроэлементов, не зависящим от типа нижней коры и верхней мантии (четвертый тип). Наиболее характерные примеры базальтов каждого типа с их количественными геохимическими показателями приведены в табл. 91, а на диаграммах фиг. 16, построенных в координатах $Ni-Cr/V$, $Cr-Cr/V$, показаны соответствующие поля фигуративных точек.

Как видно из таблицы и диаграмм, нижнеархейские метабазиты, выделенные в протосиматический тип, характеризуются близкими к кларку содержаниями никеля и повышенными по отношению к кларкам содержаниями кобальта, хрома и особенно ванадия. Уникальная особенность нижнеархейских метабазитов состоит в высоком содержании фтора и повышенном содержании ряда рудных элементов, особенно олова. Учитывая все это, мы называем протосиматический тип также кобальт — хром — ванадиевым редкометалльно-фтористым.

Таблица 91

Геохимическая систематика базальтов

Геохимические классы, типы и под-типы	Формационное положение	Характерные примеры								
		породы, комплексы (серии), возраст	геохимические показатели							
			содержание, г/т				Ni/Co	Cr/V	K ₂ O, %	TiO ₂ , %
			Ni	Co	Cr	V				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

I. Сима-
тический

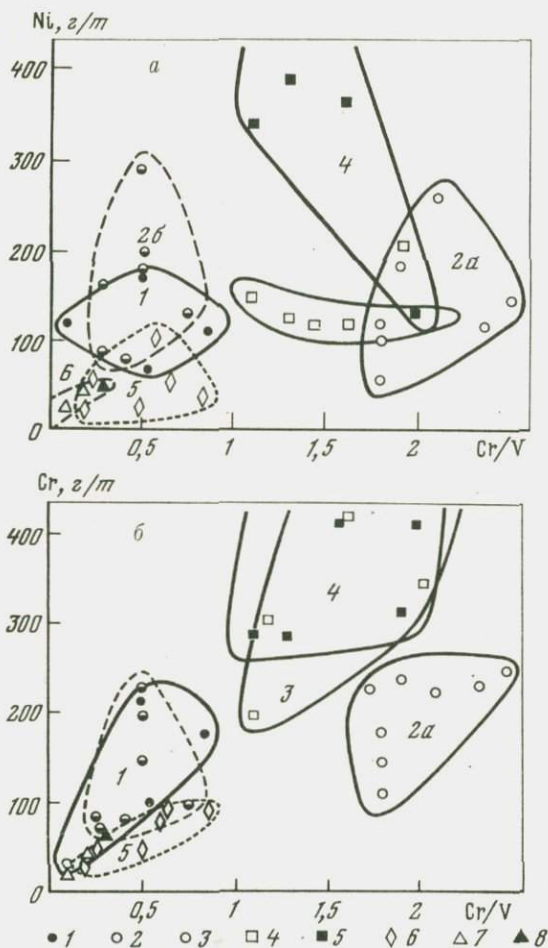
1. Протосиматический кобальт-хром-ванадиевый редко-металло-фтористый	Гранулитовые комплексы нижнего архея	Железomagнезиальные метабазиты сутамского комплекса Алданского щита	170	95	220	485	1,8	0,5	0,2-2,2	1,4
2. Континентально-симатический										
2а. Никель-хромистый	Спилито-диабазовая формация	Базальты, диабазы, спилиты палеозойских комплексов Дальнего Востока	120	40	180	100	3,0	1,8	0,9-4,2	2,6

Таблица 91 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Континентальная оливин-базальтовая формация	Толейты кайнозойской серии Дальнего Востока	185	50	240	130	3,5	1,9	0,7-1,7	1,6
		Субщелочные оливиновые базальты кайнозойской серии Дальнего Востока	145	55	250	100	2,6	2,5	1,5-3,0	1,9
26. Никель-ванадиевый З. Галассосиматический низко-калиевый	Трапповая формация	Траппы Сибирской платформы	180	65	145	285	2,8	0,5	0,3-1,0	1,7
За. Никель-хром-магниевый	Океаническая оливин-базальтовая формация	Магнезиальные толейты Аравийско-Индийского хребта	270	85	290	150	3,2	2,0	0,2	0,9
	Базальт-андезитовая формация островных дуг	Толейты дмитровского комплекса о-ва Шикотан	150	65	200	180	2,3	1,1	0,7	0,7
36. Ванадий-хром-железистый	Океаническая оливин-базальтовая формация	Магнезиально-железистые толейты Аравийско-Индийского хребта	160	70	215	145	2,4	1,5	0,2	1,4
3в. Хром-магниевый		Магнезиальные щелочные базальты Аравийско-Индийского хребта	150	40	165	90	3,6	1,8	0,2	1,5
3г. Ванадий-железо-магниевый		Магнезиально-железистые щелочные базальты Аравийско-Индийского хребта	110	35	150	180	3,2	0,8	0,4	1,7
4. Телесиматический кобальт-хром-никелевый высококалиевый	Щелочно-базальтовые формации платформ, эпикратонных областей и океанических островов	Базаниты кайнозойской серии Дальнего Востока Базаниты о-ва Самоа Западный	375	90	415	260	4,2	1,6	1,7-3,8	2,3
			440	50	240	240	8,3	1,0	1,7	4,4

Таблица 91 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
II. Сиальмафи- ческий										
5. Континен- тально-сиаль- мафический ванадиевый	Гранулито- вые комп- лексы ниж- него архея	Метабазиты федоровской свиты Алдан- ского шита	20	20	35	215	1,0	0,2	1,7	1,1
	Спилито- диабазовая формация	Фракциониро- ванные эффузи- вы (диабазы, спилиты) фа- нерозойских комплексов Дальнего Вос- тока	60	45	95	125	1,3	0,7	0,5-1,3	2,3
	Андезит- липаритовая формация орогенных областей	Трахидолериты позднемелово- го (куксинско- го) комплекса Сихотэ-Алиня	15	25	25	225	0,6	0,1	2,3	0,6
	Континен- тальная оливин-ба- зальтовая формация	Высокоглино- земистые то- леиты кайно- зойской серии Дальнего Вос- тока	55	20	80	100	2,8	0,8	1,2-1,5	1,2
6. Талассоси- альмафичес- кий										
6а. Кобальт- ванадий-желе- зистый	Океаничес- кая оливин- базальтовая формация Базальт-ан- дезитовая формация островных дуг	Железистые толеиты Гала- пагосской риф- товой зоны	60	115	100	440	0,5	0,2	0,1	1,9
	Базальт-ан- дезитовая формация островных дуг	Позднемеловые шаровые ба- зальты о-ва Шикотан	25	55	25	205	0,5	0,1	0,8-1,1	1,2
		Четвертичные базальты о-ва Кунашир	45	60	60	290	0,8	0,2	0,2	1,0
6б. Титан- железонатри- евый	Океаничес- кая оливин- базальтовая формация	Железистые щелочные ба- зальты Ара- вийско-Индий- ского хребта	30	40	15	95	0,8	0,1	0,3	3,4



Фиг. 16. Положение фигуративных точек базальтов различных геохимических типов на диаграммах Ni—Cr/V (а) и Cr—Cr/V (б)

1 — протосиматический тип; 2, 3 — континентально-симатический тип (2 — никель-хромистый подтип, 3 — никель-ванадиевый подтип); 4 — талассосиматический тип; 5 — телесиматический тип; 6 — континентально-сиальмафический тип; 7, 8 — талассосиальмафический тип (7 — кобальт-ванадий-железистый подтип, 8 — титан-железо-натриевый подтип)

Древнейший возраст и необычные геохимические черты базальтов данного типа позволяют считать их выплавками первичной, еще недифференцированной, мантии, образовавшимися при участии интрателлурических фтороносных флюидов. Основность этих первичных магм, судя по имеющимся анализам, варьировала в широком диапазоне — от пикрито-базальтовых до андезитовых составов, а щелочность соответствовала толеитовой и известково-щелочной сериям. Тип неоднороден и в геохимическом отношении, однако в связи с недостатком материалов разделение его на подтипы не производится. Вместе с тем гранулиты федоровской свиты иенгрской серии по совокупности петрохимических и геохимических показателей отнесены к континентально-сиальмафическому типу.

Континентально-симатический тип включает два подтипа — никель-хромистый и никель-ванадиевый. К никель-хромистому подтипу, характеризующемуся преобладанием хрома над ванадием ($Cr/V = 1,7-$

1,9), относятся глубинные недифференцированные эффузивы (анкарамиты, базальты, диабазы, спилиты, вариолиты) палеозойских эвгеосинклинальных комплексов Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей, а также толеиты и субщелочные оливиновые базальты кайнозойских субплатформенных серий Приморья и Нижнего Приамурья. Никель-ванадиевый подтип представлен траппами Сибирской платформы и базальтами ленского комплекса. Поле фигуративных точек первого подтипа обособляется в правой части диаграмм ($Cr/V = 1,5-2,5$), а поле второго подтипа накладывается на поле метабазитов, располагающееся в левой части диаграмм ($Cr/V = 0,2-0,8$). В отношении ординат никеля и хрома все три поля занимают примерно одинаковое положение. От других симатических базальтов метабазиты и траппы отличаются пониженным отношением Cr/V . Вообще же эта особенность свойственна магмам корового происхождения, образовавшимся за счет плавления субстрата нижней коры.

В случае метабазитов накопление ванадия в расплавах связано, вероятно, с особенностями первичной дифференциации литосферного вещества, т.е. отгонкой легколетучих и легкоплавких соединений в ее верхние части. Что касается траппов, то их ванадиеносность можно объяснить, по нашему мнению, образованием трапповой магмы за счет селективного плавления подкоровых масс ильменитовых гипербазитов, относительно богатых ванадием, и отсадкой оливина и хромита. Намеченная Н.Н.Урванцевым антидромная последовательность главных фаз траппового вулканизма (от трахибазальтов через оливиновые толеиты к пикрито-базальтам и океанитам) указывает на постепенное погружение очагов магмогенерации, начиная от слоя флогопитсодержащих ильменитовых пироксенитов, служивших субстратом для выплавления трахибазальтовой магмы.

Недифференцированные эффузивы эвгеосинклинальных зон Дальнего Востока с большими величинами отношений Ni/Co и Cr/V , несомненно, являются продуктами мантийных магм. Повышенное содержание в них калия свидетельствует о континентальном типе субстрата мантии как в пределах Монголо-Охотской, так и в пределах Сихотэ-Алинской областей. Особенно высокое содержание калия, титана и фосфора устанавливается в самых поздних пеплово-туфовых и шлаково-стекловатых эффузивах Джагдинской зоны Монголо-Охотской области. Их образование можно связать либо с выплавлением магмы из подкорового слоя флогопитсодержащих гипербазитов, либо с ассимиляцией этих пород более глубокой оливин-базальтовой магмой. Входящие в состав эвгеосинклинальных комплексов диабазы и спилиты с пониженным содержанием никеля и хрома и низкой величиной отношения Cr/V мы относим к сиальфическому классу. Образование их, как было показано в своем месте, происходило, вероятно, при фракционной кристаллизации исходной мелабазальтовой магмы на небольших глубинах (35-15 км) вследствие реакции разложения высокоглиноземистых пироксенов на малоглиноземистые разности, относительно обогащенные никелем и хромом, и накопления

в остаточном расплаве полевошпатовых компонентов, ванадия и частично кобальта.

Принадлежащие к никель-хромистому подтипу канозойские толеиты Приморья в петрогеохимическом отношении очень близки к геосинклинальным диабазам Сихотэ-Алинской области, отличаясь от них более низким содержанием рудных элементов. Оливиновые базальты субщелочной кайнозойской серии более богаты калием, чем толеиты и геосинклинальные базальты и диабазы, а по содержанию рудных элементов близки к последним. Примечательной особенностью толеитов является сочетание пересыщенности кремнеземом (содержание нормативного кварца около 5%) и сравнительно очень высокой концентрации никеля (235 г/т в среднем), которая заметно превышает содержания в выборках оливиновых толеитов (135 г/т) и оливиновых базальтов (165 и 190 г/т). В совокупности эти данные позволяют связывать как оливиновые базальты, так и пересыщенные толеиты с магмами мантийного происхождения. Однако, если оливиновые толеиты и субщелочные оливиновые базальты образовались при затвердевании недифференцированных магм, то пересыщенные толеиты представляют, очевидно, продукт окисления (обогащение расплава кремнеземом вследствие отсадки магнетита и магнезиоферрита) богатой никелем оливин-толеитовой магмы, в своем первичном составе не достигшей поверхности.

Дифференциация кварц-толеитовой магмы по боуэнскому пути приводит к образованию андезитовых толеитов и андезитов, по фенеровскому пути - к образованию железистых подщелочных оливиновых толеитов. Андезитовые толеиты и андезиты (Борисовское плато Южного Приморья) характеризуются ненарушенными соотношениями когерентных микроэлементов и должны быть отнесены к никель-хромистому подтипу. Для железистых оливиновых толеитов (Шкотовское плато) характерны резко пониженные содержания никеля и хрома и низкие величины никель-кобальтового и хром-ванадиевого отношений. По этим признакам железистые оливиновые толеиты следует относить к континентально-сиальмафическому геохимическому типу. Характерным примером этого типа являются также и высокоглиноземистые толеиты и андезитовые толеиты Восточного Сихотэ-Алиня. Их образование, скорее всего, связано с плавлением базитового субстрата нижней коры. Судя по высокому содержанию калия и низкому содержанию кобальта в этих породах, базальтовый слой Сихотэ-Алиня даже в краевой части материка имел континентальный состав, отличающийся от состава базальтового слоя переходной зоны.

Дифференциация субщелочной оливин-базальтовой магмы приводит к образованию нефелиновых базальтов (Святогорский вулкан) и трахандезито-базальтов (Синдинский вулкан). В отличие от типичных щелочных базальтов породы Святогорского вулкана содержат меньше никеля и хрома и гораздо больше ванадия и циркония, чем субщелочные оливиновые базальты, что позволяет относить их вместе с трахандезито-базальтами к сиальмафическому (ванадиевому) типу.

Заканчивая характеристику геохимических типов континентальных базальтов, следует сказать, что самым характерным примером континентально-сиальмафического типа являются базальтоиды известково-щелочной серии складчатых областей. Эти породы отличаются на более низким содержанием никеля и хрома и относительно очень высоким содержанием ванадия. Наиболее вероятные механизмы образования магм этого типа подробно рассматривались в настоящей и более ранних работах автора.

К талассосиматическому типу мы относим глубинные базальты океанических хребтов и островных дуг, а к талассосиальмафическому типу - коровые базальты тех и других структур, отличающиеся низким содержанием магния, никеля, хрома.

Как показали последние исследования Аравийско-Индийского хребта, проведенные в 19-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Вернадский", здесь наряду с толеитами распространены щелочные базальты, причем как те, так и другие четко подразделяются на три петрохимические группы: магнезиальную, магнезиально-железистую и железистую. Анализы океанических базальтов, приведенные в ряде опубликованных работ [276, 283], позволяют предполагать, что такие же петрохимические различия толеитов характерны для Восточно-Тихоокеанского и Срединно-Атлантического хребтов. Щелочные базальты океанических хребтов, как и толеиты, отличаются низким содержанием калия.

В магнезиальной и магнезиально-железистой группах содержание титана несколько выше в щелочных базальтах, чем в толеитах, и возрастает в обоих типах пород с ростом железистости. Для магнезиальных толеитов характерно высокое содержание никеля и хрома, для магнезиально-железистых - хрома и ванадия. В связи с этим мы выделяем магнезиальные толеиты в никель-хром-магниевый подтип, а магнезиально-железистые толеиты - в ванадий-хром-железистый подтип талассосиматического типа.

К никель-хром-магниевому подтипу относятся наиболее глубинные комплексы островных дуг. Из их числа нами изучен дмитровский комплекс о-ва Шикротан Малой Курильской гряды. Базальты этого комплекса отличаются от своего океанического аналога несколько повышенным содержанием щелочей, особенно калия, и фосфора и пониженным содержанием титана. Можно предполагать, что более высокое содержание калия и фосфора в толеитах дмитровского комплекса обусловлено расположением Малой гряды в пределах положительной структуры, испытавшей континентализацию, и что в смежной структуре восточной окраины Большой гряды и ее шельфа могут быть встречены низкокальциевые толеиты, аналогичные океаническим. Другим отличием дмитровских толеитов от океанических является менее высокое содержание никеля и хрома.

Океанические щелочные базальты как магнезиальной, так и магнезиально-железистой группы содержат никеля и хрома меньше, чем их толеитовые аналоги, но в магнезиальных щелочных базальтах величина Cr/V больше, а в магнезиально-железистых - меньше еди-

ницы. Исходя из этого, первый подтип назван хром-магний-натриевым, второй – ванадий-железо-натриевым.

На диаграмме фиг. 16,а составы талассосиматических базальтов занимают обособленное узкое поле, в правой части (в области высоких величин отношения Cr/V) накладывающееся на поле составов никель-хромистого подтипа континентально-симатического типа. На диаграмме фиг. 16,б поле точек талассосиматического типа почти полностью совмещено с полем телесиматических базальтов, благодаря высокому содержанию хрома и высокой величине хром-ванадиевого отношения в базальтах обоих типов.

Представляется, что магнезиально-железистые базальты являются выплавками из первичного недифференцированного субстрата, слагающего верхний слой мантии океанических областей, тогда как магнезиальные базальты связаны с более глубокими очагами, где субстрат не испытал первичного обогащения железом и титаном. Образование толеитовых расплавов в океанических хребтах происходило, вероятно, при высоких температурах и низком давлении воды. Образование щелочных расплавов обязано участию в процессе плавления метано-водородных флюидов, что способствовало снижению температуры и степени плавления субстрата, а также обогащению расплава натрием, титаном и в небольшой степени калием. Вероятно, повышенная геотерма рифтовых зон океана обусловила более высокое содержание хрома в океанических толеитах по сравнению с толеитами континентальных областей.

Железистые толеиты и щелочные базальты океанических хребтов имеют низкое содержание магния, никеля, хрома, что дает основание связывать их происхождение с процессами дифференциации магнезиально-железистых магм соответственно толеитового и щелочного состава в промежуточных, возможно, коровых очагах. Железистые толеиты, отличающиеся во многих случаях повышенным содержанием кобальта и ванадия, мы выделяем в качестве кобальт-ванадий-железистого подтипа талассосиальмафического типа, железистые щелочные базальты, имеющие, как правило, высокую концентрацию титана, – в качестве титан-железо-натриевого подтипа талассосиальмафического типа. К кобальт-ванадий-железистому подтипу принадлежит большая часть инициальных (шаровых) базальтов и орогенных базальтов Курильских островов, происхождение которых связывается с плавлением базитовых субстратов нижней коры и подкоровой части мантии островной дуги.

В телесиматический тип включены щелочные меланократовые породы (анкаратриты, базаниты, нефелиновые и лейцит-нефелиновые базальты, анкарамиты) позднекайнозойского, реже более древнего возраста, распространенные в областях завершённой складчатости, в зрелых островных дугах и на океанических островах. Независимо от того, в каком из этих типов планетарных структур проявился щелочно-базальтовый вулканизм, породы данного типа имеют одинаковые петрогеохимические черты: они обладают крайней основностью, близкой по содержанию магния, никеля, кобальта, хрома к

пикротовому составу, но отличаются в то же время высокой концентрацией натрия, калия, титана, фосфора, ванадия и ряда рудных элементов (олово, молибден, вольфрам). Высокая основность исходных магм определенно свидетельствует о большой глубине магмогенерирующих очагов, высокомагнезиальном составе субстрата и достаточно высокой степени его плавления.

Как показало изучение глубинных ксенолитов, мантийные породы такой фации глубинности, к тому же на позднем этапе развития складчатых областей, не могли содержать таких количеств некогерентных элементов, которые были бы достаточны для образования щелочно-калиевых расплавов даже при развитии процессов зонного плавления или избирательного флюидного выщелачивания. Поэтому представляется более обоснованным предполагать привнос в зоны селективного плавления верхней мантии флюидного или даже пластического вещества с гораздо более значительных глубин. Это предположение о большой удаленности источника некогерентных элементов от зон магмаобразования в верхней мантии дает основание называть рассматриваемый геохимический тип телесиматическим. По своей химической специфике он является кобальт-хром-никелевым высококалиевым.

Как видно из изложенного, изучение петрогеохимии базальтов дает наиболее широкие возможности для корреляции петрогенетических процессов и позволяет наряду с данными по глубинным ксенолитам конструировать состав верхней мантии различных геотектонических областей. В региональном плане наиболее контрастным и показательным оказывается распределение калия и титана. Особенности региональной геохимии калия рассматривались в предыдущей главе. Здесь остановимся на особенностях распределения титана. Выше, основываясь на данных по изучению глубинных ксенолитов, мы отмечали общее снижение концентраций титана в литосфере при переходе от кристаллических щитов к континентальным окраинам. Эта закономерность подтверждается и материалами по океаническим хребтам. Базальты этих протогеосинклинальных структур, особенно глубинные магнезиальные толеиты, сравнительно бедны титаном. Если брать базальты Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в целом (включая окраины материка, о-в Сахалин, впадины Охотского и Японского морей), то содержание титана в них будет примерно такое же, как в магнезиально-железистых толеитах океанических хребтов. Следовательно, можно считать, что базитовая кора и верхняя мантия континентальных окраин и срединных частей океанов, в общем не отличались по содержанию титана. Однако базальты самой Курило-Камчатской дуги на этом фоне составляют отрицательную аномалию, хотя и не очень значительную. Природа ее остается неясной.

Для вулканических архипелагов океана характерно более высокое, чем в базальтах хребтов, содержание и калия и титана как в щелочных базальтах, так и в толеитах. Этот общеизвестный факт не оставляет сомнения в том, что развитие океанических структур

в их зрелую стадию происходило под действием потоков тепла и вещества, поднимавшихся из глубин планеты. Для большинства вулканических серий устанавливается прямая зависимость титанистости от щелочности пород. В этом случае можно предполагать флюидный перенос титана в каких-то комплексных соединениях со щелочами и углеводородами. Для некоторых серий, примером которых являются щелочные базальты и толеиты Самоа, устанавливаются ультравысокие содержания титана, независимо от щелочности пород. Вероятно, этот вариант указывает на привнос титана, калия и отчасти натрия конвективными струями разогретого пластического вещества нижней мантии, так как именно на таких глубинах при дифференциации протопланетного вещества могли сконцентрироваться соединения титана в силу высоких температур плавления и низкой летучести.

Глава 16

ГЛУБИННЫЕ РУДОГЕНЕРИРУЮЩИЕ СИСТЕМЫ И ЮВЕНИЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Представления о подкоровом происхождении рудоносных флюидов, появившиеся вначале в американской литературе (работы Хьюлина, Холмса, Сулливана и др.), в последние годы привлекают внимание многих исследователей и начинают подтверждаться данными геологического, петрологического и геохимического характера. В нашей стране этот вопрос изучается в комплексе общих работ по проблеме источников рудного вещества и находит корректное решение только применительно к определенным типам гидротермальных месторождений и конкретным рудоносным территориям.

Наиболее обоснована фактическим материалом концепция подкорового происхождения рудоносных растворов, отложивших колчеданно-полиметаллические залежи спилито-кератофировых комплексов эвгеосинклиальной стадии развития складчатых областей [216-218]. Ряд четко установленных особенностей этих месторождений (тесная пространственная сопряженность с субмаринными вулканическими образованиями, отсутствие непосредственной связи с интрузивными массивами, додайковый возраст главной массы руд, изотропный состав серы и др.) указывает на то, что преобладающая часть растворов и рудных элементов (сера, железо, медь, цинк и др.) в данном случае генерировалась подкоровыми очагами базальтовой магмы и ее кислых производных. Отделение рудоносных флюидов начиналось вероятнее всего до завершения кристаллизации расплава и являлось следствием дистилляции газовой фазы при понижении давления и температуры.

Глубина залегания рудогенерирующих базальтоидных очагов может быть оценена на основании материалов геофизических исследований Курило-Камчатской островной дуги, являющейся примером молодой эвгеосинклинальной зоны, где в миоцене происходило образование колчеданных руд типа "куроко". По данным С.А. Федотова [252], первичные очаги базальтоидной магмы, питающие современные вулканы этой области, располагаются скорее всего на глубинах от 30-35 до 60-70 км. Как считает С.И. Набоко [175] именно с деятельностью флюидов таких подкорковых магматических очагов, а не конденсатов летучих, выделившихся из реальных магм вблизи поверхности, связан интенсивный объемный метаморфизм вулканических пород и рудообразование.

Вторым примером образований бесспорно глубинного происхождения являются ртутные месторождения субвулканической и эпитепирмальной групп, по В.А. Кузнецову [139]. Субвулканические месторождения, в которых ртуть ассоциируется с мышьяком и сурьмой, характерны для областей современного и недавнего вулканизма, в том числе для Курило-Камчатской дуги. Здесь для месторождений этой группы устанавливается тесная пространственная и временная связь оруденения с вулканиками преобладающего базальтово-андезитового состава, а общий вопрос об источнике рудоносных растворов решается так же, как и для колчеданного оруденения.

Эпитепирмальные специфично кинварные месторождения связаны обычно с зонами глубинных разломов, сопровождающихся гипербазитовыми поясами и полями посторогенных малых интрузий и даек преимущественно основного, реже среднего и ультраосновного, иногда с щелочным уклоном, состава [139]. Во многих случаях с достаточной определенностью устанавливается парагенетическая связь перечисленных типов пород и ртутной минерализации. Этот факт, а также другие особенности месторождений позволяют исследователям [140, 139, 250, 251, и др.] связывать происхождение малых интрузий и ртутоносных растворов с подкорвыми базальтоидными очагами.

В последние годы получены объективные данные о глубинном происхождении рудной минерализации многих месторождений скарново-сульфидной, оловянно-сульфидной, касситерит-силикатно-сульфидной, шеелито-сульфидной, серебряно-золото-сульфидной формаций, которые ранее традиционно связывались с постмагматической деятельностью коровых гранитоидных очагов. Наиболее обширны и доказательны в этом отношении материалы, собранные в рудных районах Сихотэ-Алинской складчатой области. Здесь установлена парагенетическая связь промышленного гидротермального оруденения с вулканоплутоническими ассоциациями самостоятельной андезитовой магмы, причем андезит-диорит-гранодиоритовым комплексам свойственны месторождения скарново-свинцово-цинковой и оловянно-сульфидной формаций, а трахиандезит-монзонит-грано-сиенитовым - месторождения касситерит-силикатно-сульфидной и золото-серебряно-сульфидной формаций [9, 10, 59, 60, 62, 130, 204, 205].

Наиболее детально связь оруденения с андезитовым вулканизмом изучена в Дальнегорском районе Приморья [130, 62]. Скарново-сульфидные и оловянно-сульфидные месторождения приурочены здесь к вулканотектоническим структурам и отчетливо группируются вокруг андезитовых вулканов позднемелового-палеогенового возраста. Все вулканические и интрузивные породы, слагающие вулканические постройки и выходящие в пределах рудных полей, — андезиты, дациты, липариты, габбро, диориты, тоналиты, гранодиориты, граниты — по тем или иным признакам обнаруживают четкую специализацию в отношении цинка и свинца. К этой же вулканоплутонической ассоциации несомненно принадлежит многочисленные дайки основного и среднего состава, распространенные в пределах рудных полей и часто контролирующие распределение оруденения. Имеющиеся геологические и геофизические данные позволяют предполагать, что магматические породы под вулканическими постройками слагают вертикально падающие столбы, уходящие своими корнями в базальтовый слой коры на глубину 15–20 км. Очевидно, эти магматические массы, в основном средняя гранодиоритовая фация дифференцированных столбов, являлись источником рудоносных растворов, представляющих собой остаточную межзерновую гидротерму, обогащенную гидросульфидными соединениями тяжелых металлов [62].

В Дальнегорском районе после образования вулканических построек андезит-гранодиоритового комплекса и месторождений скарново-сульфидной и оловянно-сульфидной формаций сформировалась ассоциация типичных малых интрузий контрастной щелочно-калиевой серии (шонкиниты, эссексит-диабазы, эпилейцитовые трахиты, трахиандезиты, моншониты, сиениты, калиевые граниты) и боросиликатных скарнов с очень убогой спорадической сульфидной и кобальтмышьяковой минерализацией. Абсолютный возраст поздних интрузий калиевой серии и боросиликатного оруденения, по данным калиево-аргонового метода, оценивается цифрами 36–27 млн. лет, т.е. относится к олигоцену [61, 62].

Большой возрастной разрыв в формировании двух охарактеризованных рудно-магматических комплексов, а также уникальная специфика ассоциации щелочно-калиевых малых интрузий и боросиликатных скарнов позволяют считать, что образование последней ассоциации относится к субплатформенной стадии и было связано с началом общей тектоно-магматической активизации орогенных структур Сихотэ-Алиня под воздействием тектонических процессов, происходивших в Курильской островной дуге и окраинных морях Тихого океана. Представляется, что образование щелочных калиевых магм происходило в верхней мантии в области глубинного разлома и было связано с узко локальным селективным плавлением перидотитового и эклогитового вещества под воздействием потока интрателлурических флюидов, богатых летучими соединениями калия и бора — вероятно, бороводородами. Окисление и конденсация этих флюидов при прохождении через породы коры привели к формированию борорудных гидротермальных растворов.

Высказанное предположение о ювенильном и немагматическом источнике бора дальнегорских боросиликатных скарнов хорошо согласуется с особенностями глобального распределения вулканогенно-осадочных месторождений бора, отмеченных в статье А.А. Озола, Я.Г. Каца и А.Е. Лисицына [180]. Характерна приуроченность главной массы этих месторождений к Альпийско-Гималайскому и Кордильеро-Андийскому поясам альпийской складчатости, где они локализируются вблизи зон крупных разломов, ограничивающих срединные массивы (Альпийский пояс) или межгорные наложенные впадины и грабены (Кордильеро-Андийский пояс). Месторождения представлены крупными скоплениями боратов в современных и палеоген-неогеновых озерных отложениях, включающих пропластки пеплов, туфов и лав основного, среднего и кислого состава. По окраинам и в окрестностях депрессий, как правило, развиты синхронные экструзии базальтов, андезитов и липаритов иногда трахитоидного характера.

Очевидно, ни эффузивы, входящие в состав озерных отложений, ни экструзивные тела не могли являться источником уникальных скоплений бора данной группы месторождений. Мало вероятной представляется также и связь бороносных гидротерм с материнскими магматическими очагами вулканитов, так как в этом случае особенности состава и строения глубинного фундамента в различных частях глобальных поясов, равно как и различия в дифференциации материнских магматических очагов наложили бы свой отпечаток на характер борной минерализации. Однако этого не отмечается. Таким образом, для всей группы молодых специфично борных месторождений как скарновой, так и вулканогенно-осадочной формаций, сосредоточенных в Альпийско-Гималайском и притихоокеанских подвижных поясах, наиболее реален ювенильный источник бора, связанный с дегазацией субстрата мантии в зонах глубинных дислокаций. В пользу этого предположения говорят, кроме изложенного, приводившиеся выше данные о высоких концентрациях бора в глубинных породах — кимберлитах, катаклазированных гранатовых перидотитах, флогопитсодержащих гипербазитах.

Приведенный обзор показывает, что в литосфере складчатых областей наряду с типично коровыми очагами гранитоидной магмы, продуцировавшими рудное вещество многих типов месторождений (пегматитовых, скарновых, грейзеновых, кварцевожилых), в определенной геологической обстановке возникали глубинные рудогенерирующие системы, связанные с процессами дифференциации и кристаллизации базальтовой и андезитовой магмы и дегазации твердого субстрата мантии Земли. По масштабам своего проявления эти системы могли иметь глобальный, региональный и локальный характер. Например, рассмотренные выше бороносные пояса Альпийско-Гималайский и Кордильеро-Андийский представляют системы глобального ранга, Сихотэ-Алинская металлогеническая область — регионального, а рудные районы типа Дальнегорского — локального.

Наиболее ярким примером глобальных рудогенерирующих систем является Тихоокеанский рудный пояс. Его главнейшая особенность,

установленная С.С. Смирновым [219], заключается в развитии месторождений олова и вольфрама во внешней в основном мезозойской зоне, охватывающей в западном секторе окраины Азиатского континента, и месторождений меди во внутренней зоне, представленной молодыми островными дугами в Азиатской ветви и прибрежными меденосными поясами Северо- и Южно-Американского континентов. За три с лишним десятилетия, прошедших после опубликования указанной статьи С.С. Смирнова, накоплен огромный материал по геологии и металлогении Тихоокеанского пояса. Не имея места даже просто перечислить новые построения в области тектоники, петрологии и металлогении Тихоокеанского пояса, остановимся кратко лишь на двух последних концепциях, рассматривающих геохимическую природу металлогенической зональности Тихоокеанского пояса.

Концепция, базирующаяся на традиционных принципах советской металлогенической школы, изложена в двух монографиях Е.А. Радкевич [196, 197]. По Е.А. Радкевич, металлогеническая зональность Тихоокеанского пояса определяется различиями в строении земной коры и в составе геосинклинальных образований, свойственными внутренней и внешней зонам пояса. Меднорудные провинции внутренней зоны приурочены к притихоокеанским эвгеосинклиналям двух типов: с базальтовым вулканизмом, заложеным на океанической коре (Новая Каледония, Новая Зеландия и др.), и с андезитовым вулканизмом, возникшим на коре континентального типа (Чили). С интрузивными производными магм того и другого состава, по мнению Е.А. Радкевич, и связаны медно-рудные месторождения. Месторождения внешней зоны Е.А. Радкевич считает производными сиалических (палингенных) гранитоидных интрузивов, сформировавшихся в миогеосинклиналях за счет переплавления терригенных, а в ряде случаев за счет терригенно-карбонатных толщ. В первом случае возникают рудные районы с оловянной и олово-вольфрамовой минерализацией, во втором — с полиметаллической. Преимущественное развитие оловянных месторождений в Азиатской, а свинцово-цинковых в Американской ветви пояса Е.А. Радкевич объясняет преобладанием терригенных миогеосинклиналей в Азии и карбонатных — в Северной Америке.

Унаследованность характера металлогении подвижных зон Е.А. Радкевич объясняет сочетанием различных процессов. По ее представлениям: "Первичным источником металлов, видимо, все же следует в большинстве случаев считать магматические породы, поступавшие из мантийного слоя и эволюционировавшие по пути продвижения магмы в верхние части земной коры. Однако сами по себе эти породы не являлись концентраторами металлов. Последние заимствуются из них при дальнейших геологических процессах и перегруппировываются в процессе осадконакопления: золото — в виде механических концентраций в песках, олово — в результате сорбции глинистыми составляющими, вольфрам — в обломках полевых шпатов, накапливающихся в аркозовых песках. В ходе дальнейших про-

цессов происходит мобилизация этих рудных элементов гранитоидными интрузиями, концентрация при дифференциации расплавов и поступление в верхние горизонты земной коры в составе гидротермальных растворов. И лишь для некоторых типов месторождений устанавливается непосредственная связь их с собственно вулканическими процессами (медь, золото, незначительные проявления девериевого олова)" (196, с. 66).

Другая концепция природы металлогенической зональности Тихоокеанского пояса, предложенная Р. Силлитом [212, 213], базируется на положениях новой глобальной тектоники. По мнению этого автора, источником многих металлов мезо-кайнозойских месторождений запада Американских континентов являлась базальтовая магма, выплавленная из субстрата верхней мантии в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия. "Из Восточно-Тихоокеанского поднятия металлы были перенесены к окраинам Тихоокеанского бассейна в виде компонентов базальтово-габбровой океанической коры и перекрывающих пелагических осадков и подвинуты под континенты вдоль наклонных зон Бениоффа. Металлы выделились из подвиннутой океанической коры и осадков в процессе частичного плавления и были захвачены поднимающейся известково-щелочной магмой" [212, с. 332]. Поскольку достижение температуры плавления обуславливается нагреванием в результате трения при скольжении плиты в зоне поддвигания (субдукции), при самых низких температурах, на относительно небольшой глубине, будут плавиться массы слабо консолидированных осадков, "соскобленных" и "добавленных" к породам континентальных окраин, а на больших глубинах начнут выплаиваться легкоплавкие фракции базальтовогабброидной океанической коры. Продукты частичного плавления на малых глубинах зоны субдукции будут обогащены железом и медью (с золотом и молибденом); на больших глубинах — свинцом, цинком и серебром, на еще больших — оловом и молибденом. Соответственно этому меняется геохимический профиль субмеридиональных металлогенических зон при удалении от окраины Американских континентов на восток [212].

Хотя в работах Силлито не раскрывается механизм указанного избирательного обогащения расплавов металлами с повышением температуры частичного плавления океанической коры, его концепция подкупает своей стройностью. В доказательство своей гипотезы автор приводит данные по очень низким (мантийным) соотношениям изотопов стронция-87 и -86 для андезитов и фельзитов, с которыми ассоциируется медно-порфировая минерализация, а также материалы, показывающие высокое содержание меди и иногда молибдена в осадках, марганцевых конкрециях и базальтоидах, поднятых со дна океана, в том числе в области Восточно-Тихоокеанского поднятия [213].

Изложенные в предыдущих главах материалы по геохимии глубинных пород позволяют считать, что ни концепция Е.А. Радкевич, ни тем более концепция Р. Силлито не объясняют в должной мере

природу металлогенической специфики Азиатской ветви Тихоокеанского пояса. По нашему мнению, два фактора играли определяющую роль в создании этой специфики и формировании собственно металлоносных структур: 1) первичная геохимическая специализация литосферы протоконтинента и 2) последующее развитие литосферы под воздействием интрателлурических потоков тепла и вещества.

Как неоднократно подчеркивалось выше, метабазиты нижнего архея, слагающие основание коры древних платформ и их протерозойско-фанерозойского складчатого обрамления, в силу своей первозданной природы обладали высокой геохимической специализацией в отношении фтора и фторофильных (олово, вольфрам, тантал), а иногда также сульфидофильных (медь, цинк, свинец, молибден, золото) элементов. Размыв и переотложение протобазальтового вещества в древних водных бассейнах обеспечивали также повышенную металлоносность нижнеархейских осадочно-вулканогенных отложений. В целом развитие такого комплекса пород, который впоследствии стал главной составной частью базальтового слоя континентальной зоны Тихоокеанского рудного пояса, являлось благоприятным условием для формирования металлоносных структур, прежде всего несущих оловянную и вольфрамовую минерализацию.

Процессы метаморфизма и последующего селективного плавления архейских метабазитов и метапелитов нижней коры, происходившие под воздействием мантийных флюидно-тепловых потоков, приводили к образованию металлоносных фторсодержащих растворов и базальт-андезитовых магм, которые в определенной геологической обстановке могли продуцировать оловянное, вольфрамовое, редкометалльно-флюоритовое и другое оруденение. В данном аспекте наши представления в некоторой степени смыкаются с концепциями, подчеркивающими большую роль осадочных и осадочно-вулканогенных толщ раннего докембрия как источников рудного вещества эндогенных месторождений различных эпох [14, 115, 211, 241].

Наиболее отчетливо эта металлогеническая роль глубинного метаморфического фундамента выступает в областях автономной тектоно-магматической активизации, охватывающих древние платформы и срединные массивы. Одна из характерных особенностей металлогении таких областей — интенсивное развитие флюоритовой минерализации [272, 273] — обусловлена, по нашему мнению, мобилизацией фтора глубинными флюидами и магмами из гранулитов нижней коры и, возможно, из флогопитсодержащих перидотитов и пироксенитов подкорового слоя верхней мантии.

Распространение нижнеархейской базитовой коры на востоке ограничивается, видимо, осевыми разломами краевых вулканических поясов Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского, которые, по нашему мнению, фиксируют восточную границу Азиатского протоконтинента. Протобазальтовая кора примыкающей с востока переходной зоны, судя по данным изучения габброидных ксенолитов в лавах камчатских и курильских вулканов, имела океанический характер, т.е. была бедна калием, фтором, оловом, вольфрамом и другими геохими-

ческими родственными им рудными элементами. Эти геохимические особенности базитовых субстратов в значительной мере объясняют ограниченное развитие оловянной и вольфрамовой минерализаций во внутренних зонах краевых вулканических поясов и практически их полное отсутствие в Курило-Камчатской островной дуге.

Но и внутри континента олово- и вольфрамоносные металлогенические зоны распределены очень неравномерно. Это обусловлено различными причинами. Одной из них, как указывалось выше, могло являться рифтогенное раздвижение и деструкция металлоносной про-токонтинентальной коры. Видимо, с этим в значительной мере связано отсутствие промышленных месторождений олова и вольфрама в пределах Монголо-Охотского пояса и аналогичных ему структур. Однако главным фактором, определявшим распределение олово- и вольфрамоносных металлогенических зон, являлось действие глубинных флюидно-магматических систем, так как образование металлоносных растворов и магм могло происходить и при отсутствии базитовой коры за счет ультраосновных и основных пород верхней мантии континентального сегмента. Рассмотрим особенности рудо-генерирующих систем этого типа на примере Сихотэ-Алинской металлогенической области, где детальное изучение глубинных ксенолитов позволило выявить существование региональной конвективной системы в субстрате верхней мантии.

Формирование Сихотэ-Алинской складчатой области проходило при ведущей роли тектонических движений тихоокеанского направления, в результате чего главные складчатые структуры и глубинные разломы имеют здесь северо-восточное - субмеридиональное простирание [53, 54]. Согласно с ними размещается основная масса вулканических зон, интрузивных цепочек и ассоциирующихся с ними рудных проявлений, что создает представление о конформном характере металлогении этой территории. Этот принцип положен в основу большинства существующих металлогенических схем Сихотэ-Алинской области, в том числе наиболее детально и полно разработанных схем, предложенных Е.А. Радкевич [195, 197], С.Ф. Усенко и М.В. Чеботаревым [243]. Согласно Е.А. Радкевич, оловоносные и вольфрам-оловоносные пояса протягиваются непрерывно вдоль всех главных структурных элементов Сихотэ-Алиния: центрального структурного шва, разграничивающего Главный антиклинорий и Главный синклинорий, Водораздельной зоны Главного синклинория, прибрежного вулканического пояса. Отсутствие оловянной минерализации фиксируется только в самой северной части Приамурья.

Однако в более широком плане металлогенический профиль различных частей Сихотэ-Алиния обусловлен его первичной блоковой структурой, связанной с системой глубинных (большой частью скрытых) разломов субширотного простирания [43, 198, 103, 243].

Выделяется пять субширотных трансструктурных металлогенических поясов, которые, как показано в главе 14, занимают определенное место в глубинной конвективной системе, отличаются характером распределения микроэлементов в породах верхней мантии.

Верхне-Уссурийский и Северо-Сихотэ-Алинский пояса характеризуются широким развитием оловянной и полиметаллической минерализации; в Верхне-Уссурийском поясе размещены все оловорудные районы Приморья (Кавалеровский, Арминский и др.) и Дальнегорский полиметаллический район, в Северо-Сихотэ-Алинском поясе — Комсомольский, Баджалский, Коппинский и другие оловорудные районы Нижнего Приамурья. Указанные полиметалльно-оловоносные пояса разделены слабо оловоносным Анюйско-Бикинским субширотным поясом, для которого характерно вольфрамовое (преимущественно шеелито-сульфидное) оруденение. Южно-Приморский и Нижне-Амурский пояса практически лишены олова и вольфрама.

Геохимические исследования показали, что указанная поперечная металлогеническая зональность Сихотэ-Алиния отчетливо согласуется с распределением характерных рудных элементов в глубинных вулканических породах, т.е. намеченные пояса обладают не только металлогенической, но и геохимической специализацией. В табл. 92 приведены средние содержания акцессорных элементов — золота, олова и вольфрама в базальтоидах геосинклинальной, орогенной, субплатформенной и в андезитах орогенной стадий развития складчатой области. Как видно из таблицы, эффузивы различных тектономагматических стадий, развитые в пределах Южно-Приморского, Анюйско-Бикинского и Нижне-Амурского субширотных поясов, имеют более высокое содержание золота, чем аналогичные эффузивы оловоносных поясов — Верхне-Уссурийского и Северо-Сихотэ-Алинского. Содержание олова в эффузивах оловоносных поясов, наоборот, как правило, существенно превышает содержание его в эффузивах неоловоносных поясов Южно-Приморского и Нижне-Амурского. Содержание олова в эффузивах Анюйско-Бикинского пояса, расположенного между Верхне-Уссурийским и Северо-Сихотэ-Алинскими поясами, близки к его концентрациям в вулканитах указанных оловоносных поясов. Наиболее высокие содержания вольфрама определены в андезитах, орогенных базальтах и субплатформенных толщах вольфрамоносного Анюйско-Бикинского пояса, а наименьшее — в эффузивах Южно-Приморского и Северо-Сихотэ-Алинского поясов, исключая щелочные базальты, которые повсеместно имеют примерно одинаковое повышенное содержание вольфрама.

Установленные закономерности распределения рудных элементов в базальтоидах, по нашему мнению, могут быть объяснены на основе предлагаемой конвективной модели и механизма внутрикристаллической диффузии микроэлементов из минералов мантийного перцолита в жидкую базальтическую фазу. Поскольку скорость диффузии пропорциональна радиусам диффундирующих ионов и обратно пропорциональна их зарядам [94, 248], относительная оценка этой величины может быть получена по формуле Кулона. Так, для диффузии микроэлементов в кристаллических решетках оливина, пироксенов и других кислородных соединений скорость перемещения можно считать находящейся в обратной зависимости от величины $2z/r^2$ (Å^{-2}), где r равно сумме радиусов иона микроэлемента и

Таблица 92

Средние содержания аксессуарных элементов в базальтоидах Сихотэ-Алинской области

Металлогенический пояс, породы (возраст)	Au, мг/т	Sn, г/т	W, г/т
Южно-Приморский			
Диабазы (S-D)	5,2	2,6	0,8
Толейты (N ₂)	8,8	2,7	1,8
Верхне-Уссурийский			
Базальты, диабазы, спилиты (C ₁ -P ₁)	1,8	3,5	1,3
Габбро-диабазы (K ₁)	3,4	2,4	1,8
Андезиты (K ₂)	2,8	3,2	2,4
Толейты (P ₂ , N ₂)	1,2	2,6	1,2
Щелочные базальты (N ₂)	1,7	3,7	2,7
Ануйско-Бикинский			
Базальты (K ₂)	8,5	3,1	2,6
Андезиты (K ₂)	4,2	3,3	3,5
Толейты (N)	2,0	2,7	2,5
Щелочные базальты (N ₂)	2,1	2,0	2,3
Северо-Сихотэ-Алинский			
Диабазы, спилиты (C ₁ -P ₁ , T ₃ , J ₁)	2,9*	7,0**	Не ан.
Андезиты (K ₂)	0,2	4,6	1,0
Базальты (N ₂ -Q ₁)	0,2	4,5	0,6
Щелочные базальты (N ₂ -Q ₁)	1,7	2,2	2,7
Нижне-Амурский			
Диабазы, спилиты (V-Cm ₁)	11,8	1,1	1,6
Толейты (P ₂ , N ₂ -Q ₁)	4,5	1,3	Не ан.

* По Монсеенко и др. [173]; ** По Барсукову и Дурасовой [11].

иона кислорода, а z - заряд иона микроэлемента. По величине этого фактора главные рудогенные элементы гидротермальных месторождений разделяются на три группы (в скобках величина фактора электростатического взаимодействия катиона и аниона кислорода): 1) Au⁰ (0), Au¹⁺ (0,27), Ag¹⁺ (0,32), Cu¹⁺ (0,37); 2) Pb²⁺ (0,58), Hg²⁺ (0,65), Sn²⁺ (0,70), Ag²⁺ (0,79), Zn²⁺ (0,83), Cu²⁺ (0,85), Bi³⁺ (0,90); 3) Au³⁺ (1,23), W⁴⁺ (1,90), Mo⁴⁺ (1,90), Sn⁴⁺ (1,94), W⁶⁺ (3,00).

Ионы первой группы должны преимущественно накапливаться в базальтической фракции, которая образуется во внутренней части потока перидотитового субстрата, вблизи восходящей вертикальной ветви конвекционной петли (Южно-Приморский и Нижне-Амурский субширотные пояса). Средняя часть горизонтальной ветви будет относительно обогащаться ионами второй группы, имеющими менее

значительную скорость диффузии, чем ионы первой группы (Верхне-Уссурийский и Северо-Сихотэ-Алинский пояса). Наконец, вблизи нисходящей ветви конвекционного потока (Анхойско-Бикинский пояс) произойдет относительное обогащение межгранулярной базальтической фракции наименее подвижными ионами третьей группы.

Таким образом, астенолиты базальтоидной магмы, образовавшейся в астеносферном слое в процессе конвективного течения его субстрата, давая не только близповерхностные внедрения, но достаивая нижний слой коры и частично сохраняясь в надастеносферном слое верхней мантии, на протяжении длительного периода развития Сихотэ-Алинской складчатой области (начиная с раннего палеозоя) формировали глубинный фундамент, имеющий различную геохимическую специализацию в различных субширотных поясах.

Поскольку глубинные базальтовые магмы в общем случае недосыщены водой [224], а темноцветные минералы обладают большой изоморфной емкостью в отношении многих рудных микроэлементов, кристаллизация габброидных интрузивов в условиях верхней коры не обеспечивает интенсивного отделения металлоносных гидротермальных растворов. Более благоприятные условия для такого процесса должны создаваться при затвердевании базальтовых астенолитов в основании коры и в подкоровых частях верхней мантии за счет перехода габбровой ассоциации в эколгитовую или непосредственной кристаллизации основного расплава в виде эколгита. Важно, что при кристаллизации астенолитов базальтовой магмы с повышенным содержанием калия на значительных глубинах (свыше 55-70 км) должно обеспечиваться наиболее полное отделение относительно высокотемпературных (выше 1100°) флюидов, богатых калием и рудными элементами, которые способны вызывать селективное плавление базитового вещества нижней коры с образованием металлоносных трахиандезитовых магм. В зависимости от геохимической специализации глубинных базальтоидных субстратов эти магмы могут быть специализированы либо в отношении олова, либо в отношении золота, либо в отношении вольфрама и золота.

Высокая изоморфная емкость темноцветных минералов заставляет тщательно учитывать возможные формы рассеяния рудных элементов в базитовом веществе, особенно степень окисления ионов, как важный фактор, способствующий мобилизации микроэлементов расплавами и флюидами. Имеющиеся литературные данные позволяют считать, что валентные формы Sn^{4+} , W^{4+} , Au^{3+} , Ag^{2+} имеют более широкие возможности изоморфного рассеяния в силикатах и других минералах по сравнению с формами Sn^{2+} , W^{6+} , Au^0 , Au^+ , Ag^+ . Для Sn^{4+} характерно изоморфное вхождение в слюды, амфиболы и минералы титана, для W^{4+} - изоморфное замещение кальция в плагиоклазах, для Au^{3+} и Ag^{2+} вероятен изоморфизм с железом в пироксенах, амфиболах, хлоритах. В то же время ионы Au^0 , Au^+ , Ag^+ , Sn^{2+} , имеющие крупный размер, менее прочно связаны с кристаллическими решетками и размещаются скорее всего в их дефектах, на поверхности кристаллов в сорбированном состоянии, в межгрануляр-

ных пленках и внутрикристаллических включениях расплавов и растворов. В таких же формах рассеян и ион W^{6+} , который, согласно Н.В. Белову, в противоположность иону W^{4+} не может входить в структуру плагиоклаза из-за геометрической несовместимости с ионом Ca^{2+} .

Как показано выше, степень окисления конвектирующего субстрата астеносферного слоя возрастает по направлению к внутреннему Аюйско-Бикинскому субширотному поясу. Следовательно, здесь как в перидотитах; так и базальтоидах преобладают высоковалентные формы рассеянных элементов, которые, исключая вольфрам, наиболее прочно связаны с породообразующими силикатами. Таким образом, предлагаемая конвекционная модель нижней литосферы Сихотэ-Алиня позволяет считать, что наиболее благоприятные условия для мобилизации золота и серебра из базальтоидных субстратов существуют в Южно-Приморском и Нижне-Амурском поясах, олова - в Верхне-Уссурийском и Северо-Сихотэ-Алинском поясах, вольфрама - в Аюйско-Бикинском поясе.

Остановимся теперь на особенностях оловорудных районов, связанных с трахиандезитовым вулканизмом. Олово, концентрирующееся в трахиандезитовой магме, могло иметь три источника: 1) субстрат протобазальтовой коры раннеархейского возраста, 2) базитовые инъекции, достраивавшие базальтовый слой в период геосинклинального и орогенного этапов формирования складчатой области, 3) оловоносные калиевые растворы, выделившиеся из астенолитов оловоносной трахибазальтовой магмы при ее кристаллизации в виде эклогита на большой глубине. При благоприятных тектонических условиях оловоносная трахиандезитовая магма интродировала к поверхности, образуя столбы большой радиальной протяженности. Оловоносные межзерновые растворы, накопившиеся в средней зоне интрузивных столбов в результате конвективно-эвтектической дифференциации трахиандезитовой магмы, отжимались от вмещающей кристаллической массы и поднимались вверх благодаря тектоническим деформациям интрузивных столбов и движению по трещинам из подкоровых остаточных очагов. Если указанные деформации и движение дайкообразующих расплавов проявлялись слабо или вообще отсутствовали, рудоотложение могло значительно отставать от внедрения материнских интрузивов и развиваться только после интенсивной тепловой, флюидной и тектонической активизации металлоносных интрузивных столбов.

Явления такого типа установлены нами в Кавалеровском оловорудном районе Приморья. Здесь трахиты горы Березовой, которые мы рассматриваем как продукты исходной оловоносной магмы, имеют значительно более ранний возраст (80-100 млн лет), чем андезиты центральной части района (67-70 млн лет), внедрившиеся перед образованием оловорудных месторождений. Для трахитов характерны относительно низкие содержания никеля и хрома, указывающие на выплавление трахиандезитовой магмы из базитового субстрата коры. В отличие от трахитов и андезитов других рудных

районов, например Дальнегорского, андезиты центральной части Кавалеровского района характеризуются сравнительно очень высокой концентрацией никеля и хрома, что свидетельствует, по нашему мнению о их мантийном происхождении.

Согласно экспериментальным данным, выплавление андезитовых расплавов из эклогитов могло происходить либо вследствие повышения температуры при погружении эклогитовых блоков на более значительную глубину в верхней мантии, либо при той же температуре, но вследствие возникновения более легкоплавких кварцсодержащих эклогитовых ассоциаций в результате выноса целочей. Какую бы из двух указанных моделей мы не приняли, кристаллизация эклогита и отделение калийсодержащих флюидов, возбуждающих выплавление трахиандезитовой магмы в нижней коре, должны опережать частичное плавление самого эклогита и образование мантийной андезитовой магмы. Сочетание этих двух процессов, очевидно, создает наиболее благоприятную обстановку для формирования оловорудных месторождений, так как движение мантийной андезитовой магмы должно сильно стимулировать отделение оловоносных растворов от затвердевших трахиандезитовых масс.

СИМВОЛЫ МИНЕРАЛОВ
И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ,
ПРИНЯТЫЕ В РАБОТЕ

Альбит	<i>Ab</i>	Ильменит	<i>Ilm</i>	Ортоклаз	<i>Or</i>
Анортит	<i>An</i>	Кварц	<i>Q</i>	Ортопироксен	<i>OPx</i>
Апатит	<i>Ap</i>	Клинопироксен	<i>CPx</i>	Шпинель	<i>Sp</i>
Воластонит	<i>Wo</i>	Магнетит	<i>Mt</i>	Ферросилит	<i>Fs</i>
Гиперстен	<i>Py</i>	Нефелин	<i>Ne</i>	Энстатит	<i>En</i>
Диопсид	<i>Di</i>	Оливин	<i>Ol</i>		

$$f = \Sigma Fe \cdot 100 / (\Sigma Fe + Mg), \text{ мол. } \%$$

$$K' = K \cdot 100 / (Na + K), \text{ мол. } \%$$

$$\phi' = Cr \cdot 100 / (Cr + Al), \text{ мол. } \%$$

$$q = 60(SiO_2 + TiO_2 + Fe_2O_3 - FeO - MnO - MgO - CaO - Al_2O_3 - 5R_2O), \% \text{ массы}$$

$$I = q - R_2O + 56, \text{ где } R_2O = Na_2O + K_2O, SiO_2 \text{ и др. - в молекулярных количествах}$$

ЛИТЕРАТУРА

1. Аблаев А.Г. Некоторые замечания к истории геологического развития Сихотэ-Алинской части Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса. - В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 101-102.
2. Авченко О.В. К стратиграфии охотского метаморфического комплекса Кухтуйского выступа Охотского массива. - В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 40-44.
3. Авченко О.В. Петрология охотского метаморфического комплекса. М.: Наука, 1977. 95 с. -
4. Акимов А.П., Семенов Г.С. Содержание радиоактивных элементов в кимберлитах Сибирской платформы. - Докл. АН СССР, 1970, т.190, № 4, с. 947-950.
5. Артюшков Е.В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 5, с. 18-30.
6. Архипов Г.И. Нижнекембрийский вулканогенно-осадочный комплекс Удского железорудного района: Автореф. канд. дис.... Владивосток, 1972.
7. Афанасьева В.М. Сравнительная характеристика вулканических пород некоторых свит верхнего палеозоя Южного Сихотэ-Алия. - В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 103-105.
8. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
9. Барсуков В.Л. О проблеме источника рудного вещества. - В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса, Владивосток, 1971, с. 70-71.
10. Барсуков В.Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 150 с.
11. Барсуков В.Л., Дурасова Н.А. Металлоносность и металлогеническая специализация интрузивных пород районов развития сульфидно-касситеритовых месторождений (Мяо-Чана и Сихотэ-Алия). - Геохимия, 1966, № 2, с. 168-179.
12. Баскина В.А. Магматизм Тетюхинского района (Южное Приморье) и закономерности развития некоторых вулканоплутонических формаций. М.: Наука, 1965, 212 с.
13. Баскина В.А., Фаворская М.А. Возраст изверженных пород Иманского блока (Восточный Сихотэ-Алинь), определенный К-Аг методом. - Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 4, с. 905-908.
14. Белевцев Я.Н. Источники рудного вещества при метаморфогенном рудообразовании. - В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 66-84.

15. Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 371 с.
16. Белоусов А.Ф. Об основном вопросе в проблеме происхождения магм базальтоидных ассоциаций. - Геология и геофизика, 1970, № 1, с. 69-76.
17. Белоусов В.В. О строении и развитии тектоносферы материков. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1967, вып. 8, с. 5-39.
18. Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968, 255 с.
19. Белый В.Ф. Стратиграфия и структура Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
20. Белый В.Ф., Котляр И.Н., Милов А.П. Магматические формации и глубинное строение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 93-94.
21. Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А., Кра-сов Л.М., Смирнов Г.И., Юркевич Р.К. Алмазные месторождения Якутии. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 526 с.
22. Бобриевич А.П., Илупин И.П., Козлов И.Т., Лебедева Л.И., Панкратов А.А., Смирнов Г.И., Харьков А.Д. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1964. 191 с.
23. Богданова В.И., Шулик Л.С. Фотоколориметрическое определение ниобия в природных объектах с кислотным хромфиолетовым "К". - В кн.: Химический анализ минералов и их химический состав. М.: Наука, 1964, с. 45-58.
24. Бойд Ф.Р., Мак-Грегор И.Д. Ультраосновные породы. - В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 278-282.
25. Борисенко Л.Ф. Скандий. - В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, М.: Наука, 1964, т. 1. с. 162-192.
26. Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М.: Наука, 1976. 244 с.
27. Бородин Л.С., Назаренко И.И., Кислова И.В. Новые данные о содержании селена в изверженных породах. - Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 1, с. 207-209.
28. Булавко И.В. Интрузивные породы Тетюхинского рудного поля. - В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966, с. 218-233.
29. Бурков В.В., Подпорина Е.К. О редких элементах в кимберлитовых породах. - Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 1, с. 197-200.
30. Бурков В.В., Подпорина Е.К. Первые данные о редких землях в кимберлитовых породах. - Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 4, с. 970-973.
31. Бурьянова И.З., Цесарский Н.К., Шлепкии Н.И., Шека С.А. Первая находка пикритовых порфиритов в Главном синклинии Сихотэ-Алиня. - В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 152-153.
32. Васильев Б.И. О геологическом строении Тихоокеанского шельфа Малой Курильской дуги. - Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 6, с. 1437-1440.

33. Васильев Б.И., Подзорова Д.И., Скорикова М.Ф. Вещественный состав и физические свойства базальтов вала Зенкевича (Тихий океан). - Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 3, с. 700-703.
34. Васильковский Н.П. К проблеме островных дуг. - В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 557-565.
35. Васильковский Н.П. К проблеме прогибания ложа океана. - В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 11-16.
36. Вахрушев В.А. Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях. Новосибирск: Наука, 1973. 124 с.
37. Вахрушев В.А., Цимбалест В.Г. Золото в ультраосновных породах Земли. - Геохимия, 1972, № 9, с. 1128-1130.
38. Велинский В.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П., Васильев Ю.Р. Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение. - Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 1, с. 203-206.
39. Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 284 с.
40. Власов Г.М. О талассогеосинклиналях, их месте в структуре Тихоокеанского пояса. - В кн.: Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность. Свердловск, 1973, с. 45-51.
41. Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
42. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7, с. 555-571.
43. Волярович Г.П. Сочленение тихоокеанских и монгольских структур и особенности размещения золотоносных районов в пределах южной части Дальнего Востока. - В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 167-172.
44. Волярович Г.П., Скороход В.З. Краткий геологический очерк горной области Сихотэ-Алинь. - Тр. Дальневост. геол.-разв. треста, 1935, вып. 65. 30 с.
45. Волохов И.М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах - родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии? Новосибирск: Наука, 1972. 72 с.
46. Волюнец О.Н., Шека С.А., Дубик Ю.М. Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил. - В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978, с. 124-167.
47. Воскресенская Н.Т., Зверева Н.Ф., Рывкина Л.П. Спектрохимическое определение золота в силикатных породах и минералах. - Журн. аналит. хим., 1965, т. 20, вып. 12, с. 37-41.
48. Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. О развитии вулканизма на Курильских островах. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: 1974, с. 214-221.
49. Гапеева Г.М. Щелочная магматическая провинция Приморья. - Докл. АН СССР, 1954, т. 94, № 3, с. 535-536.
50. Гапеева Г.М. Эруптивная брекчия Лесозаводска. - Геология и геофизика, 1960, № 10, с. 47-61.

51. Гапеева Г.М. Шелочные базальтоиды Кировской возвышенности, - Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1964, ч. 93, вып. 3, с. 304-317.
52. Гельман М.Л., Терехов М.И. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива. - В кн.: Металлогенические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 66-73.
53. Геология СССР. М.: Недра, 1966, Т. 19. 736 с.
54. Геология СССР. М.: Недра, 1969, Т. 32. с. 695.
55. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия и генезис вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. - В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 179-187.
56. Гладких В.С., Пятенко И.К. Геохимические особенности кайнозойской вулканической ассоциации Прибайкалья. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 3, с. 34-50.
57. Глазунов О.М. Геохимические типы гипербазитов. - В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 223-232.
58. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
59. Говоров И.Н. Геохимические основы металлогении олова. - В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971, с. 85-92.
60. Говоров И.Н. Геохимические циклы олова и типы оловоносных магматических комплексов. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973, вып. 10, с. 153-167.
61. Говоров И.Н. Малые интрузии щелочных пород и боросиликатные скарны Дальнегорского района Приморья. - Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 1, с. 186-189.
62. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.
63. Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Денисов Е.П. Геохимия глубинных ксенолитов и конвекция в верхней мантии Сихотэ-Алинской складчатой области. - В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрология. М.: Наука, 1976, с. 128-135.
64. Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Денисов Е.П., Илупин И.П., Харьков А.Д. Геохимические особенности глубинных ксенолитов в щелочных базальтах и кимберлитах Дальнего Востока и Сибири. - В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 98-109.
65. Говоров И.Н., Левашев Г.Б. Позднемеловые гранитоидные серии Приморья и их петрогеохимические особенности. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 235-249.
66. Говоров И.Н., Левашев Г.Б., Недашковский П.Г. и др. Формационно-петрогеохимическое расчленение гранитоидных комплексов Дальнего Востока. - В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 99-116.
67. Говоров И.Н., Мишкин М.А., Липкина М.И., Афанасьева В.М., Киреева Е.А. Распределение акцессорных элементов в породах фундамента Приморской металлогенической области. - В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 159-166.
68. Голева Н.Б. Никель и кобальт в минералах кимберлитовых пород Якутии. - В кн.: Вопросы петрографии и минералогии основных и ультраосновных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 154-161.

69. Голубева Э.Д. Статистические методы подбора элементов сравнения при количественном спектральном анализе горных пород и минералов контрастного химического состава. - Журн. прикл. спектроскопии, 1972, т. 19, вып.4, с. 567-570.
70. Голубева Э.Д., Говоров И.Н. Геохимические особенности третичных базальтов Приморья. - В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 158-161.
71. Гоньшакова В.И. и др. Кимберлитовые породы Приазовья. М.: Наука, 1978. 320 с.
72. Городинский М.Е., Сизых В.И. Глубинное строение и металлогения золота Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы (Северо-Восток СССР). - В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 406-407.
73. Горшков Г.С. Явления вулканизма и верхняя мантия. - В кн.: Химия земной коры, М.: Наука, 1964, т. 2. с. 41-52.
74. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
75. Горшков Г.С. Проблемы современной вулканологии. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 19-33.
76. Горшков Г.С. Новая глобальная тектоника и вулканизм. - В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 21-31.
77. Грин Д. Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии. - В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 25-44.
78. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. - В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 132-227.
79. Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. - В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 118-131.
80. Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Кристаллизация базальтов и андезитов в водных условиях при высоких давлениях. - В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970, с. 240-249.
81. Гринберг Г.А. Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968. 187 с.
82. Денисов Е.П. Возможный состав верхней мантии по результатам изучения включений ультраосновных пород в щелочных базальтоидах. - В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1968, с. 134-140.
83. Денисов Е.П. Включения ультраосновных пород в щелочных базальтах - возможный индикатор состава верхней мантии. - В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1970, с. 160-171.
84. Денисов Е.П. Состав хромшпинелей из шпинелевых перидотитов в базальтах. - Геология и геофизика, 1973, № 9, с. 67-76.
85. Денисов Е.П. Состав оливинов из шпинелевых перидотитов в базальтах. - Геология и геофизика, 1973, № 12, с. 21-28.
86. Денисов Е.П. Состав диопсидов из включений шпинелевых перидотитов в базальтах. - Геология и геофизика, 1974, № 3, с. 40-48.
87. Денисов Е.П. Состав энстатитов из шпинелевых перидотитов в базальтах. - Геология и геофизика, 1975, № 7, с. 35-46.
88. Денисов Е.П. Включения шпинелевых перидотитов в базальтах и проблема состава верхней мантии. - В кн.: Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 100-106.

89. Денисов Е.П. Сложные гипербазитовые включения в щелочных базальтах и проблема состава верхней мантии. - Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 4, с. 919-922.
90. Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Гаранин А.В. Основные черты магматизма дна океана. - В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 173-189.
91. Дунин-Барковская Э.А., Уханов А.В. Висмут в кимберлитовых породах Якутии. - Геохимия, 1974, № 11, с. 1724-1728.
92. Дуничев В.М. Обломки алливалитового состава в туфах вулкана Менделеева и их происхождение. - Геология и геофизика, 1972, № 8, с. 127-133.
93. Евланов Ю.Б. О роли вулканизма в формировании палеозойских геосинклинальных толщ Туманган-Суйфунской складчатой области. - В кн.: Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 5-18.
94. Жданов Г.С. Физика твердого тела. М.: Изд-во МГУ, 1962. 502 с.
95. Заборовская Н.Б., Некрасов Г.Е. Тектоническое положение и особенности формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в Охотском регионе. - В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 91-92.
96. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 480 с.
97. Зверев В.Л., Семенов Г.С., Спиридонов А.И., Чешко А.Л. Разделение изотопов урана в процессе кимберлитового магматизма. - Геохимия, 1976, № 12, с. 1884-1886.
98. Зимин С.С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 251 с.
99. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
100. Иванов В.В., Илупин И.П., Старожикская М.И., Гроссе Ю.И. Распределение меди, серебра и золота в глубинных включениях и кимберлитах Якутии. - Геохимия, 1977, № 7, с. 1038-1051.
101. Ивенсен Ю.П., Амузинский Ю.П. Раннемезозойский "ленский" базальтоидный вулканоплутонический комплекс западной окраины Верхояно-Чукотской складчатой области. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 109-111.
102. Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойс Г.Г. Строение, история развития и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск: Наука, 1975. 322 с.
103. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 384 с.
104. Илупин И.П. Особенности минералогического состава кимберлитов из разных алмазоносных районов Западной Якутии. - Труды ЯФ СО АН СССР, 1963, № 9, с. 54-64.
105. Илупин И.П. Содержание фосфора и серы в кимберлитах Якутии. - Геохимия, 1970, № 9, с. 1042-1052.
106. Илупин И.П. Новые данные о неоднородности верхней мантии. - Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 4, с. 974-976.
107. Илупин И.П., Варшал Г.М., Павлуцкая В.И., Каленчук Г.Е. Редкоземельные элементы в кимберлитах Якутии. - Геохимия, 1974, № 1, с. 126-131.

108. Илупин И.П., Иванов В.В., Миллер А.Д. Рений и осмий в кимберлитах Якутии. - *Геохимия*, 1975, № 6, с. 933-936.
109. Илупин И.П., Лутц Б.Г. Химический состав кимберлитов и вопросы происхождения кимберлитовой магмы. - *Сов. геол.*, 1971, № 6, с. 61-73.
110. Илупин И.П., Соболев С.Ф., Золотарев Б.П., Лебедев-Зиновьев А.А. Геохимическая специализация кимберлитов различных полей Якутии. - *Геохимия*, 1974, с. 499-513.
111. Ито К., Кеннеди Дж.К. Экспериментальное изучение перехода базальт-гранатовый гранулит-эклогит. - *Геохимия*, 1972, № 4, с. 415-427.
112. Идиксон М.И., Красный Л.И., Матвеев В.Т. Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения. - В кн.: *Материалы совещания по проблемам рудоносности вулканогенных формаций*. М.: Недра, 1965, с. 181-196.
113. Ишбулатов Р.А. Экспериментальные исследования плавления пород щелочноземельной серии при давлении 25-45 кбар - В кн.: *Очерки физико-химической петрологии*. М.: Наука, 1977, вып. 6, с. 97-168.
114. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.
115. Казанский В.И., Лаверов Н.П., Тугаринов А.И. Эволюция источников рудного вещества эндогенных урановых месторождений. - В кн.: *Источники рудного вещества эндогенных месторождений*. М.: Наука, 1976, с. 244-254.
116. Каминский Ф.В. Особенности кимберлитовых пород Алданского щита. - *Советская геология*, 1969, № 4, с. 161-165.
117. Каминский Ф.В. Закономерности размещения кимберлитовых (разнофациальных) и родственных им пород на Сибирской платформе. - *Докл. АН СССР*, 1972, т. 204, № 5, с. 1187-1190.
118. Каминский Ф.В., Пополитов Э.И., Франценсон Е.В., Цыханский В.Д. Цирконий, гафний, ниобий и тантал в кимберлитовых породах - *Геохимия*, 1977, № 10, с. 1552-1560.
119. Каминский Ф.В., Франценсон Е.В., Хвостова В.П. Первые сведения о металлах группы платины (Pt, Pd, Rh, Ir, Ru, Os) в кимберлитовых породах. - *Докл. АН СССР*, 1974, т. 219, № 1, с. 204-207.
120. Карсаков Л.П. Докембрий восточной части Станового хребта. - В кн.: *Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока*. Владивосток, 1975, с. 27-39.
121. Кастрькина В.М., Карсаков Л.П. Петрохимия кристаллических сланцев глубинных зон метаморфизма юга Алданского щита. - *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1977, т. 52, № 2, с. 5-21.
122. Кнопов Л. Дрейф материков и конвекция. - В кн.: *Земная кора и верхняя мантия*. М.: Мир, 1972, с. 595-602.
123. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. - Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
124. Ковальский В.В., Никишов К.Н., Зольников Г.В. К вопросу о проблеме связи алмазности кимберлитов с их вещественным составом. - В кн.: *Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы*. М.: Наука, 1970, с. 48-63.
125. Когарко Л.Н., Лактионова Н.В., Классова Н.С. Геохимия элементов семейства железа в ийолит-уртитовом комплексе Хибинского массива. - *Геохимия*, 1973, № 7, с. 985-997.

126. Козлов И.Т., Музыка Г.М., Смирнов Г.И. О находке акцессорного датолита в связи с кимберлитами. - Мин-во сб. Львов. ун-та, 1964, № 18, вып. 2, с. 207-210.
127. Комаров А.Н., Житков А.С., Илупин И.П., Сквородкин Н.В. Определение возраста кимберлитов Якутии по цирконам методом треков. - Геол. рудн. месторожд., т. 15, № 4, 1973, с. 75-79.
128. Комаров А.Н., Илупин И.П. Калий-урановое отношение в кимберлитах. - Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 5, с. 1210-1212.
129. Комаров А.Н., Илупин И.П. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные методом треков. - Геохимия, 1978, № 7, с. 1004-1014.
130. Король Р.В. Связь полиметаллических месторождений Тетюхинского района с вулканизмом. - В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 299-301.
131. Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 220-234.
132. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1969. 616 с.
133. Кривонос В.Ф., Прокопчук Б.И. Эпохи кимберлитового вулканизма на северо-востоке Сибирской платформы. - Сов. геол., 1973, № 3, с. 11-20.
134. Красный Л.И. (гл. ред.). Объяснительная записка к структурно-формационной карте северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса м-ба 1:1 500 000. Л., 1973. 184 с.
135. Кропоткин П.Н., Власов Г.М. Островные дуги западной окраины Тихоокеанского пояса. - В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 533-541.
136. Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 366 с.
137. Крюков А.В. О новом типе трубок взрыва в юго-западном обрамлении Сибирской платформы. - В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М.: Недра, 1964, с. 195-240.
138. Кудрявцев В.А. Распределение ниобия в кимберлитах Якутии. - В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М.: Наука, 1964, с. 181-191.
139. Кузнецов В.А., Оболенский А.А. Некоторые вопросы генезиса рудных месторождений и характер связи их с магматизмом. - В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972, с. 137-144.
140. Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Васильев В.И. Опыт систематики рудных месторождений Сибири и Дальнего Востока на формационной основе. - В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 197-202.
141. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
142. Кулинич Р.Г. Основные черты глубинного строения Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. - В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 121-122.
143. Кулинич Р.Г., Васильев В.И., Строев П.А., Шевалдин Ю.В. Геолого-геофизические данные о строении шельфа и континентального

- склона залива Петра Великого (Японское море). - В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 134-144.
144. Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.
 145. Кутюлин В.А., Фролова В.М. Пироксениты в верхней мантии. - Геология и геофизика, 1974, № 2, с. 59-67.
 146. Куширо И. Частичное плавление перидотита в присутствии воды и в сухих условиях при высоких давлениях и генезис магм. - В кн.: Первый Международный геохимический конгресс. М., 1972, т. 1. Магматические процессы, с. 37-47.
 147. Лебедев-Зиновьев А.А., Илупин И.П. Щелочные элементы в кимберлитах Якутии. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 8, с. 73-79.
 148. Лебедев-Зиновьев А.А., Илупин И.П. О геохимической зональности кимберлитовых полей Якутской провинции. - Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 1, с. 206-208.
 149. Лебедев-Зиновьев А.А., Илупин И.П. Особенности распределения калия, натрия и рубидия в кимберлитах и щелочных базальтоидах. - Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 4, с. 986-989.
 150. Леонова Л.Л. Геохимия четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги. - В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 148-157.
 151. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 168 с.
 152. Лутц Б.Г., Гладких В.С., Пятенко И.К., Викторова М.Е. Распределение ниобия и тантала в ультраосновных включениях из кимберлитов и базальтов. - Сов. геол., 1974, № 9, с. 60-71.
 153. Лутц Б.Г., Минеева И.Г. Уран и торий в кимберлитах Сибири. - Геохимия, 1973, № 11, с. 1721-1724.
 154. Лутц Б.Г., Павленко А.С., Пополитов Э.И., Серенко В.П. Вещественная природа астеносферного слоя под древними платформами. - Геохимия, 1977, № 6, с. 840-846.
 155. Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 275 с.
 156. Малеев Е.Ф. Вулканы Амурско-Уссурийской изменности. - В кн.: Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 3-59.
 157. Малиновский И.Ю., Дорошев А.М., Годовиков А.А. Устойчивость гранатов серии пироп-гроссуляр-кноррингит-уваровит при 1200°C и 30 кбар. - В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии, 1972-1973. Новосибирск, 1974, с. 73-77.
 158. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
 159. Маршинин Е.К. Вулканы острова Кунашир. - Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1957, вып. 17, с. 64-155.
 160. Маршинцев В.К., Сукнева Л.С. Скандий в минералах и породах кимберлитовых тел Якутии. - Геохимия, 1970, № 12, с. 1519-1522.
 161. Масайтис В.Л. Магматические циклы Сибирской платформы. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 201-212.
 162. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Г.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского среднепалеозойского авлакогена. М.: Недра, 1975. 183 с.
 163. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 275 с.

164. Методы химического анализа минерального сырья. М.: Недра, 1965, вып. 8. с.
165. Мигович И.М., Песков Е.Г. Природа Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с.94-96.
166. Милановский Е.Е. Геодинамика и вулканизм орогенных поясов. - В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 32-50.
167. Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазонности. Л.: Недра, 1965, 160 с. (Тр. НИИГА; т. 139).
168. Милашев В.А. Физико-химические условия образования кимберлитов. Л.: Недра, 1972. 176 с.
169. Милашев В.А. Кимберлитовые провинции. - Тр. НИИГА. Л.: Недра, 1974, т. 176. 238 с.
170. Мишкин М.А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М.: Наука, 1969. 184 с.
171. Мишкин М.А., Шкодзинский В.С., Лаговская Е.А. Новые данные по петрологии метаморфического комплекса полуострова Тайгонос. - Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 5, с. 1165-1168.
172. Мишкин М.А., Шкодзинский В.С., Лаговская Е.А. К петрологии докембрийского метаморфического комплекса Тайгоносского массива. - В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 57-65.
173. Моисеенко В.Г., Михайлов М.А., Сахно В.Г. Поведение золота и серебра при осадконакоплении, вулканизме и метаморфизме. М.: Наука, 1974. 102 с.
174. Моисеенко У.И., Соколова Л.С., Дучков А.Д. Тепловой поток Байкальской рифтовой зоны и смежных территорий. - Геология и геофизика, 1972, № 11, с. 95-103.
175. Набоко С.И. Современные гидротермальные процессы и их связь с тектоно-магматической активностью. - В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 155-166.
176. Нагибина М.С. Типы мезозойских структур Тихоокеанского пояса Азии и пространственные закономерности их развития. - В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964, с. 268-283.
177. Некрасова Р.А., Гамянина В.В. Состав редких земель в минералах кимберлитов. - Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 2, с. 449-452.
178. Одинцов М.М., Владимиров Б.М., Твердохлебов В.А. Глубинный магматизм и структурное развитие древних платформ. - В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., 1970. № 7.
179. Озерова Н.А., Илупин И.П., Головная С.В., Волкова А.В., Франкенсон Е.В. Ртузь в кимберлитах. - В кн.: Геохимия рудообразующих элементов основных и ультраосновных пород. М.: Наука, 1976, с. 166-185.
180. Озол А.А., Кац Я.Г., Лисицын А.Е. Закономерности размещения месторождений боратов вулканогенно-осадочного типа. - Сов. геол., 1976, № 1, с. 60-75.
181. Осборн Е.Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. - В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 75-87.

182. Павлов Д.И., Илупин И.П. Галит в кимберлитах Якутии, его соотношения с серпентином и вопрос об источнике отложивших его растворов. - Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 6, с. 1406-1409.
183. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4, с. 3-23.
184. Петрова З.И., Пожарицкая В.М., Ройзенман В.М., Роненсон Б.М., Утенков В.А. Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита. Новосибирск: Наука, 1975, 151 с.
185. Петрова З.И., Легейдо В.А. Геохимия олова в процессах ультраметаморфизма и флогопитообразования (Алдан). - Геохимия, 1976, № 1, с. 17-28.
186. Петрография, М.: Изд-во МГУ, 1976. 4. I. 384 с.
187. Пискунов Б.Н. Классификация серий четвертичных эффузивов и латеральная петрохимическая зональность Курило-Камчатской дуги. - В кн.: Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. Владивосток, 1976, с. 17-33.
188. Пискунов Б.Н. Петрохимическая систематика высокоглиноземистых базальтов и распределение их типов в структуре Курильской островной дуги. - В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 158-167.
189. Пискунов Б.Н. Петрохимическая граница Тихого океана. - Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 6, с. 1446-1448.
190. Пономаренко А.И., Пономаренко Г.А., Харьков А.Д., Илупин И.П. Включения ильменитовых гипербазитов в кимберлитах Якутии. - Сов. геол., 1971, № 10, с. 102-111.
191. Пономаренко А.И., Пономаренко Г.А., Харьков А.Д., Соболев Н.В. Новые данные по минералогии включений ильменитовых гипербазитов из кимберлитовых трубок Западной Якутии. - Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 4, с. 946-949.
192. Похиленко Ч.П., Соболев Н.В., Соболев В.С., Лаврентьев Ю.Г. Ксенолит алмазоносного ильменит-пиропового лерцолита из кимберлитовой трубки "Удачная" (Якутия). - Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 2, с. 438-441.
193. Пушаровский Ю.М. О тектоническом положении вулканических зон на западе Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. - В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966, с. 238-241.
194. Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
195. Радкевич Е.А. Металлогения Южного Приморья. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 110 с.
196. Радкевич Е.А. Очерк металлогении Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 95 с.
197. Радкевич Е.А. Металлогенетические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 176 с.
198. Радкевич Е.А., Усенко С.Ф., Чеботарев М.В. Об отношении оловянной и золотой минерализации к главнейшим структурам юга Дальнего Востока. - Геология и геофизика, 1965, № 3, с. 25-38.
199. Рингвуд А.Э. Состав и эволюция верхней мантии. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 7-26.
200. Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы. - В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 78-117.

201. Рингвуд А.Э., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р. Петрографический состав верхней мантии. - В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 272-277.
202. Родионова Р.И., Федорченко В.И. О некоторых проблемах глубинной геологии и вулканизма Курильской островной дуги. - Геология и геофизика, 1971, № 2, с. 15-29.
203. Рожков И.С., Каминский Ф.В., Франценсон Е.В. Золото в кимберлитовых породах и ультраосновных включениях. - Геохимия, 1973, № 12, с. 1898-1903.
204. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А., Шершаков Б.И. Новые данные о возрасте магматических образований западной части Кавалеровского района (Приморье). - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1974, № 12, с. 36-45.
205. Руб М.Г., Павлов В.А., Говоров И.Н. О формационных типах рудосносных гранитоидных комплексов. - В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976, с. 289-299.
206. Сарсадских Н.Н. О неоднородности вещества верхней мантии. - Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 6, с. 1392-1395.
207. Сарсадских Н.Н. О минеральном парагенезисе включений ультраосновных пород в сибирских кимберлитах. - В кн.: Магматизм, формации кристал. пород и глубины Земли, М.: Наука, 1972, ч. I, с. 31-36.
208. Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск, Наука, 1976, 100 с.
209. Сахно В.Г., Денисов Е.П. К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока. - "Изв. АН СССР". Сер. геол., 1963, № 8, с. 43-55.
210. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976, 240 с.
211. Сидоренко А.В., Теняков В.А., Сидоренко Св.А. Осадочно-метаморфические процессы и "газовое дыхание" земной коры. - В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976, с. 12-16.
212. Силлитое Р. Связь металлогенических провинций Запада Американских континентов с поддвижением (субдукцией) океанической литосферы. - В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 330-335.
213. Силлитое Р. Модель тектоники плит в применении к процессу образования месторождений медно-порфировых руд. - В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, с. 335-351.
214. Симаненко В.П., Федчин Ф.Г. Основные черты петрохимии и геохимии вулканоплутонических комплексов Самаргинского рудного района (Приморье). Дальневост. геол. ин-т ДВНЦ АН СССР. Депон. рукопись ВИНТИ, 1977, 37 с.
215. Смирнов А.М. Докембрий Северо-Запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976, 224 с.
216. Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 587-647.
217. Смирнов В.И. Металлогения и источники рудных веществ. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1970, вып. 9, с.5-19.
218. Смирнов В.И. Эволюция источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений в истории развития земной коры. - В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 5-11.

219. Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2, с. 13-28.
220. Соболев В.С. О роли давления при минералообразовании. - Минералог. сб. Львов. геол. о-ва, № 9, 1955, с. 50-63.
221. Соболев В.С. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии. - Геология и геофизика, 1962, № 7, с. 8-15.
222. Соболев В.С. К вопросу об образовании лейцитовых пород. - В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л.: Наука, 1972, с. 36-43.
223. Соболев В.С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. М.: Наука, 1973. 34 с.
224. Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии. - Геология и геофизика, 1972, № 12, с. 37-42.
225. Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. - Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 1, с. 108-111.
226. Соболев В.С., Соболев Н.В. О хrome и хромсодержащих минералах в глубинных ксенолитах кимберлитовых трубок. - Геол. рудн. месторожд., 1967, т. 9, № 2, с. 10-16.
227. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. - Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1974, вып. 183. 264 с.
228. Соболев Н.В., Ботиунов А.И., Лавренъев Ю.Г., Пóспелова Л.Н. Особенности состава минералов, ассоциирующих с алмазами трубки "Мир", Якутия. - Зап. Всесоюз. мин. о-ва, 1971, ч. 100, вып. 5, с. 558-564.
229. Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Коптиль В.И., Лавренъев Ю.Г., Соболев В.С. Включения коэсита, граната и омфацита в якутских алмазах - первая находка парагенезиса. - Докл. АН СССР, 1976, т. 230, с. 1442-1444.
230. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лавренъев Ю.Г., Усова Л.В. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии. - Геология и геофизика, 1975, № 11, с. 7-24.
231. Соболев Н.В., Харьквив А.Д. Петрология ксенолитов в кимберлитовых трубках верхней мантии. - В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 167-172.
232. Соболев С.Ф., Лапин А.В., Назаренко И.И., Кислова И.В., Илупин И.П. Селен в кимберлитах и глубинных перидотитовых ксенолитах Якутии. - Геохимия, 1975, № 1, с. 6-73.
233. Сорохтин О.Г. Тектоника литосферных плит и природа геосинклинального магматизма. - В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977, с. 5-14.
234. Ставров О.Д., Уханов А.В. Щелочные элементы и фтор в породах и минералах мантии. - Геохимия, 1971, № 3, с. 282-293.
235. Степанова Н.А. Колориметрическое определение микрограммовых содержаний молибдена и вольфрама по реакции с дитиолом. - В кн.: Методы химического анализа минерального сырья. М.: Недра, 1968, с. 15-22.
236. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на Северо-Востоке Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1974. 98 с. Авт.: Мокшанцев К.Б., Еловских В.В., Ковальский В.В. и др.
237. Сухов В.И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 113 с.

238. Таусон Л.В. О геохимических типах гранитоидов. - В кн.: Ежегодник 1973 СибГЕОХИ. Иркутск, 1973, с. 70-74.
239. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
240. Тейлор С. Геохимия андезитов. - В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М.: Мир, 1972, с. 16-39.
241. Тугаринов А.И. Изотопы и источник рудного вещества. - В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 121-144.
242. Урванцев Н.Н., Старицына Г.Н., Томановская Ю.И. Геолого-тектонические особенности формирования траппового магматизма Сибирской платформы. - Геология и геофизика, 1972, № 11, с. 3-14.
243. Усенко С.Ф., Чеботарев М.В. Геология и оловоносность Приамурья. М.: Недра, 1973. 236 с.
244. Уханов А.В. К геохимии хрома в верхней мантии по данным исследований ультраосновных включений в кимберлитовой трубке. - Геохимия, 1970, № 9, с. 1053-1065.
245. Уханов А.В. Реконструкция верхней мантии по ксенолитам в кимберлитовой трубке. - Геохимия, 1976; № 9, с. 1300-1307.
246. Уханов А.В., Пчелинцева Н.Ф. Содержание золота в перидотитовых и эклогитовых включениях из кимберлитовой трубки "Обнаженная". - Геохимия, 1972, № 2, с. 247.
247. Уханов А.В., Рассказова В.С. Новые данные о содержании вольфрама в ультраосновных породах - Геохимия, 1973, № 6, с. 925-926.
248. Уэрт Ч., Томсон Р. Физика твердого тела. М.: Мир, 1969. 559 с.
249. Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 414 с.
250. Федорчук В.П. Телетермальные месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 544-585.
251. Федорчук В.П. О возможных источниках рудного вещества телетермальных месторождений. - В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 321-333.
252. Федотов С.А. О связи вулканов с Тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов. - В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 9-20.
253. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. - М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с. (Труды Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР. Вып. 19. Сер. геол.).
254. Франценсон Е.В., Прокопчук Б.И. Кимберлиты - тектоно-магматическая фация щелочно-ультраосновной формации платформ. - В кн.: Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968, с. 159-164.
255. Фремд Г.М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов. Томск: Изд-во Томск. у-та, 1972. 472 с.
256. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 280 с.
257. Фролова Т.И., Бурикова И.А., Фролов В.Т., Гущин А.В. Особенности базальтового вулканизма Малой Курильской гряды. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, № 4, с. 38-50.
258. Харькив А.Д. Подкорковый (протомагматический) этап кристаллизации минералов кимберлитов и его связь с алмазоносностью. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 1, с. 14-23.

259. Харькив А.Д. Минералого-геохимические особенности включений мантийных пород в кимберлитах Якутии и их связь с алмазонаосностью. - Геохимия, 1976, № 7, с. 983-996.
260. Харькив А.Д., Абагинская Ю.А. Гранаты оранжево-красного цвета из кимберлитов Якутии и их генетические особенности. - Геология и геофизика, 1975, № 3, с. 58-66.
261. Харькив А.Д., Маковская Н.С. Хром и титан в гранатах из кимберлитов Якутии. - Докл. АН СССР, 1970, т. 183, № 1, с. 173-176.
262. Харькив А.Д., Маковская Н.С. О содержании хрома и титана в гранатах из включений ультраосновных пород в кимберлитах Якутии. - Геохимия, 1973, № 2, с. 224-231.
263. Харькив А.Д., Най Б.С. Включение эклогита из кимберлитовой трубки Айхал. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2, с. 49-55.
264. Хесс Г. История океанических бассейнов. - В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 9-26.
265. Хитаров Н.И., Пугин В.А., Слудский А.Б. Плавление и кристаллизация кварцевого толеита при высоких давлениях и эволюция толеитовых магм в глубинных условиях. - Геохимия, 1972, № 4, с. 428-436.
266. Черепанов В.А. Бор в кимберлитах в меймечитах Сибири. - Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 3, с. 696-699.
267. Шехоркина А.Ф. Формации и рудоносность нижнего кембрия хребта Джэгды. М.: Наука, 1976. 200 с.
268. Шило Н.А., Бабкин П.В., Белый В.Ф., Мерзляков В.М., Сидоров А.А., Терехов М.И. Новая схема тектоники и металлогенической зональности Северо-Востока СССР. - Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 4.
269. Шило Н.А., Бабкин П.В., Вашилов Ю.Я., Середя Л.И. Место Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в глубинной структуре переходной зоны от материка к океану (по геофизическим данным). - В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 85-86.
270. Шоу Д.М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л.: Недра, 1969. 207 с.
271. Шульдинер В.И. Докембрий на севере Тихоокеанского кольца. Новосибирск, Наука, 1973. 172 с.
272. Шеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968. 180 с.
273. Шеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1976. 296 с.
274. Юшко-Захарова О.Е., Илупин И.П. Распространение платины и палладия в мантийных включениях из кимберлитов и некоторые вопросы глубинного фракционирования этих элементов. - Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 5, с. 1213-1215.
275. Яншин А.А. (отв. ред.). Тектоника Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии, м-б 1:5 000 000). М., Наука, 1966. 487 с.
276. Bougault H., Hekinian R. Rift valley in the Atlantic ocean near 36°50'N: Petrology and geochemistry of basaltic rocks. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, vol. 24, N 2, p. 249-261.
277. Boyd F.R., Nixon P.H. Origin of the lherzolite nodules in the kimberlites of northern Lesotho. - In: International Conference on Kimberlites. Cape Town, 1973, p. 47-50.

278. Branch C.D. The structure and evolution of the volcanic cauldrons, ring complexes and associated granites of Georgetown Inlier, Queensland. - *Nature*, 1966, vol. 209, N 5023, p. 606-607.
279. Branch C.D. The source of eruption for pyroclastic flows: cauldrons or calderas. - *Bull. volcanol.*, 1967, t. 30, p. 41-50.
280. Branch C.D. A new intrusion mechanism for some high-level granites and the relationship with ignimbrites in North Queensland. - *Bull. volcanol.*, 1963, t. 25, p. 47-60.
281. David B.T.C., Boyd F.R. The join $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. - *J. Geophys. Res.*, 1966, vol. 71, N 14, p. 3567-3576.
282. Dawson J.B., Smith J.V. Occurrence of diamond in a mica-garnet lherzolite xenolith from kimberlite. - *Nature*, 1975, 254, p. 580-581.
283. Engel A.B.J., Engel C.G., Havens R.G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1965, vol. 76, N 7, p. 719-734.
284. Fesq H.W. et al. - In: *Physics and chemistry of the Earth*. Oxford: Pergamon Press, 1975, vol. 9, p. 687-707.
285. Fiala J. Pyrope of some garnet peridotites of the Czech Massif. - *Krystalinikum*, 1965, N 3, p. 55-74.
286. Forbes R.B., Banno Sh. Nickel-iron content of peridotite inclusion and cognate olivine from an alkali-olivine basalt. - *Amer. Miner.*, 1966, vol. 74, N 1/2, p. 130-140.
287. Giardine A.A., Hurst V.J., Melton C.E., Stormer J.C. Biotite as a primary inclusion in diamond its nature and significance. - *Amer. Miner.*, 1974, 59, N 7/8, p. 783-789.
288. Gurney J.J., Ahrens L.H. The zinc content of some ultramafic and basic rocks. - *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1973, vol. 76, N 3, p. 301-307.
289. Gurney J.J., Harte B., Cox K.G. The composition of mantle xenoliths in the Matsoku kimberlite pipe. - In: *Intern. Conference of kimberlites*. Cape Town, 1973, p. 139-142.
290. Häkli T.A., Wright T.L. The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, vol. 32, N 5, p. 877-884.
291. Harris P.G. Zone refining and origin of potassic basalts. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1957, vol. 12, N 3, p. 195-208.
292. Harris P.G., Middlemost E.A.K. The evolution of kimberlites. - *Lithos*, 1970, vol. 3, N 1, p. 77-88.
293. Lesotho kimberlites/Ed. by P.H.Nixon. Maseru: Lesotho National Development Corporation, 1973. 350 p.
294. McGregor J.D. The effect of CaO , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 and Al_2O_3 on the stability of spinel garnet peridotites. - *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1970, N 3, p. 372-377.
295. Middlemost E.A.K. The basalt clan. - *Earth-Sci. Revs*, 1975, vol. 11, N 4, p. 337-364.
296. Morgan J.W., Lovering J.F. Uranium and thorium in some basic and ultrabasic rocks of possible deep-seated origin. - In: *Activation Analysis in Geochemistry and Cosmochemistry*. Oslo, 1971, p. 445-454.
297. Rickwood P.C., Mathias M., Siebert J.C. A study of garnet from eclogite and peridotite xenoliths found in kimberlite. - *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1968, 19, p. 271-301.
298. Seifert F., Langer K. Stability relations of Cr-kyanite at high P-T contr. - *Miner. Petr.*, 1970, vol. 28, p. 9-18.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (И.Н. Говоров)	3
-----------------------------------	---

Часть I

ГЛУБИННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ГОРОДЫ И ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Глава 1. Общая геологическая характеристика Якутской кимберлитовой провинции (И. П. Илупин)	11
Глава 2. Общий очерк геохимии кимберлитов и глубинных ксенолитов Якутии (И. П. Илупин)	17
Глава 3. Геохимия глубинных ксенолитов эталонных кимберлитовых трубок Якутии (А. Д. Харьков, И. Н. Говоров)	50
Глава 4. Геохимические особенности траппов Сибирской платформы (И. Н. Говоров, И. П. Илупин, А. Д. Харьков)	92
Глава 5. Геохимические особенности щелочных базальтов и глубинных ксенолитов Минусинского прогиба и Прибайкалья (Е. П. Денисов, И. Н. Говоров)	102

Часть II

ГЛУБИННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Глава 6. Общая характеристика вулканических зон континентальной части Дальнего Востока (И. Н. Говоров)	125
Глава 7. Геохимия метабазитов докембрия (И. Н. Говоров, М. А. Мишкин, О. В. Авченко, Л. П. Карсаков)	132
Глава 8. Геохимия геосинклинальных базальтоидов палеозоя и мезозоя (И. Н. Говоров, В. М. Афанасьева)	141
Глава 9. Геохимия андезитовых и щелочных комплексов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (И. Н. Говоров)	156
Глава 10. Геохимия кайнозойских базальтоидов Приморья и Нижнего Приамурья (Э. Д. Голубева)	176
Глава 11. Геохимия глубинных ксенолитов в щелочных базальтах (И. Н. Говоров, Э. Д. Голубева, Е. П. Денисов, Е. А. Лаковская)	207

Часть III

ГЛУБИННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Глава 12. Геохимия вулканических пород островных дуг (И. Н. Говоров, Г. Н. Говоров)	238
---	-----

Глава 13. Геохимия глубинных ксенолитов и включений в вулканитах Курильских островов (И.Н. Говоров)	258
---	-----

Часть IV

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ ГЛУБИННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Глава 14. Геохимические неоднородности нижней литосферы и их природа (И.Н. Говоров, И.П. Илупин, А.Д. Харьков, Э.Д. Голубева, Е.П. Денисов)	270
Глава 15. Геохимические типы базальтов (И.Н. Говоров)	289
Глава 16. Глубинные рудогенерирующие системы и ювенильные источники рудного вещества (И.Н. Говоров)	302
ЛИТЕРАТУРА	315

Иван Николаевич Говоров, Иосиф Петрович Илупин,
Алексей Демьянович Харьков, Эмма Дмитриевна Голубева,
Евгений Петрович Денисов

ГЕОХИМИЯ ГЛУБИННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И КСЕНОЛИТОВ

Утверждено к печати Дальневосточным геологическим институтом АН СССР

Редактор Л.М. Бекасова. Художник Н.В. Илларионова
Художественный редактор С.А. Литвак. Технический редактор Н.М. Петракова
ИБ № 17216

Подписано к печати 10.06.80. Т – 08555. Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1.
Печать офсетная. Усл.печ.л. 20,8 + 0,3 вкл. Уч.-издл. 22,7. Тираж 850 экз. Тип. зак. 1289
Цена 3р. 50к.

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

3 р. 50 к.

3487