

И. В. АЩЕПКОВ

Глубинные

ксенолиты

Байкальского

рифта



«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
БУРЯТСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

И. В. АЩЕПКОВ

ГЛУБИННЫЕ
КСЕНОЛИТЫ
БАЙКАЛЬСКОГО
РИФТА

Ответственный редактор
академик *Н. Л. Добрецов*



НОВОСИБИРСК
"НАУКА"
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1991

УДК 550.42+551.21+552.11

Глубинные ксенолиты Байкальского рифта/Ащепков И.В. - Новосибирск:
Наука, Сиб. отд-ние, 1991. - 160 с.
ISBN 5-02-029509-4.

Работа, в основу которой положен оригинальный фактический материал, посвящена глубинным ксенолитам кайнозойских щелочных базальтов Байкальской рифтовой зоны. Выявлены основные тенденции изменчивости их состава и факторы, влияющие на протекание эволюционных процессов в мантии.

Книга рассчитана на специалистов в области петрологии глубинных пород, геологов и геофизиков, занимающихся проблемами рифтогенеза.

Табл. 39. Ил. 40. Библиогр.: 224 назв.

Рецензенты

доктора геолого-минералогических наук В.В. Кележинская,
Б.А. Литвиновский

Утверждено к печати

Бурятским геологическим институтом СО АН СССР

А 1804020300 - 034 384-90 II полугодие
042(02) - 91

© Издательство "Наука",
1991

ISBN 5-02-029509-4

Глубинные ксенолиты щелочных базальтоидов наряду с кимберлитовыми включениями и перидотитами офиолитов представляют собой вещество разных зон и уровней верхней мантии и служат источником наиболее конкретных данных о глубинных процессах и эволюции мантии.

Для решения генетических и эволюционных вопросов глубинной петрологии привлекаются главным образом геохимические данные. Рассмотрение химических особенностей минералов включений обычно играет второстепенную роль, хотя в ряде случаев эти традиционные методы дают интересную информацию именно об эволюционных процессах.

Байкальская рифтовая зона достаточно хорошо изучена с помощью комплекса геофизических методов. Опубликовано большое число работ, посвященных характеристике кайнозойского вулканизма. Глубинные ксенолиты в щелочных базальтоидах были обнаружены здесь в начале 70-х годов и затем описаны во всех вулканических районах. Тем не менее большинство местонахождений глубинных включений и разновидностей мантийных пород охарактеризованы фрагментарно.

В настоящей работе приводится характеристика основных типов мантийных включений Байкальского региона, которые изучались с помощью относительно простых и экспрессных методов в массовых количествах с целью наметить связи между отдельными группами и построить предварительную схему эволюции мантийного вещества. Здесь приведен обширный аналитический материал по ксенолитам из четырех различных районов Байкальского рифта. Проанализировано более 1500 минеральных зерен (не все анализы вошли в эту книгу), причем многоминеральные ассоциации охарактеризованы достаточно полно. Кроме того, было выполнено около 200 силикатных анализов базальтов и перидотитовых включений.

Микрозондовые анализы, положенные в основу работы, выполнены автором на микроанализаторе "MS"-46 в Бурятском геологическом институте СО АН СССР. Условия съемки стандартные. Как правило, анализировались большие серии минералов в условиях непрерывной съемки, что позволило до минимума сводить относительную ошибку анализов для большого числа однотипных минералов. Наиболее интересные образцы анализировались в шлифах. Отдельные серии увязывались посредством контрольных совместных съемок минеральных ассоциаций из разных серий.

В качестве эталонов вначале использовалась система природных эталонов для микроанализа, применяемая в ИГиГ СО АН СССР, а затем более близкие по составу минералы лерцолитового ксенолита ШЦ-3 (Шаварын-Царам, Монголия), предоставленные Д.А. Ионовым. Выявленные систематические различия между анализами, выполненными по разным системам эталонов, нивелировались расчетным путем.

Усовершенствования в технике проведения анализов, сделанные С.Н. Тепловым, Н.С. Кармановым и С.В. Канакиным, способствовали быстрому и ка-

чественному выполнению съемок. Все расчеты были автоматизированы и выполнялись на ЭВМ "Мера-60". Помощь при обработке оказывали Л.В. Добрецова и Г.Н. Загузин.

Анализы обрабатывались с применением пакета прикладных программ по управлению и статистической обработке баз данных в диалоговом режиме, созданном в Геологическом институте БНЦ СО АН СССР Н.С. Кармановым, М.А. Валькович, В.В. Гришиной и С.В. Чеботаревой для ЭВМ СМ-1420. Программы для вычисления термодинамических параметров равновесий минеральных ассоциаций, согласованные с этой системой обработки, были составлены автором. Многие промежуточные вычисления и результаты статистической обработки в этой работе опущены, однако они учитывались при получении конечных выводов.

Силикатные и атомно-абсорбционные виды анализов были выполнены по стандартным методикам аналитиками И.А. Акишевой, Г.Ш. Балдаевой, Г.С. Базаровой, Л.А. Онходоевой. Определение группы редкоземельных элементов проведено Т.И. Казанцевой и Л.А. Помулевой, изотопные определения - В.Г. Посоховым и В.Л. Шалагиным. Все виды анализов выполнены в Геологическом институте БНЦ АН СССР.

Великолепные образцы кумулятивных включений и мегакристаллов бартоиских ксенолитов, ставшие весомым вкладом в коллекцию изученных глубинных ксенолитов; переданы сотрудникам экспедиции "Байкалкварцсамоцветы" Б.Н. Юдиным и А.С. Татариновым.

В интерпретации установленных закономерностей несомненно сказалось влияние идей Н.Л. Добрецова о паратексисе и А.А. Меляховецкого о неравновесности мантийных лерцолитов с базальтовыми расплавами на уровне захвата ксенолитов. Ими были высказаны ценные замечания в ходе подготовки рукописи.

Некоторые проблемы, связанные с темой данной работы, в разное время обсуждались с Э.Г. Конниковым, В.В. Кепежинским, Б.Л. Литвиновским, Д.А. Ионовым, В.С. Антипиным, С.В. Рассказовым и другими исследователями.

Большую помощь в техническом оформлении рукописи оказали Г.А. Ефимова, А.И. Захарова, Е.А. Решетько.

Автор выражает искреннюю признательность всем названным товарищам.

ВУЛКАНИЗМ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Кайнозойский вулканизм в пределах Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) изучен достаточно подробно /1, 8, 12, 16, 48, 56, 59, 72, 75, 77, 80, 81, 95/. Поэтому остановимся лишь на некоторых наиболее общих закономерностях и приведем новые данные, касающиеся отдельных ареалов.

Локализация. Пространственно мезо-кайнозойские вулканические ареалы в пределах Байкальского рифта приурочены к прерывистому поясу, конформному границам Сибирской платформы. Его внутреннее строение практически не подчиняется каким-либо закономерностям новейшей структуры БРЗ, но может быть связано с долгоживущими активными структурными элементами (рис. 1). Это Восточный Саян с его субширотными структурами, субмеридиональная трансхамардабанская зона, субширотные Джидинская и Селенгино-Витимская зоны. Далее на северо-восток пояс становится прерывистым, наблюдается большой разрыв между Удоканским плато, Витимским плоскогорьем и Токинским Становиком.

В этих зонах характерно присутствие базит-ультрабазитовых комплексов, которые на Восточном Саяне, Хамар-Дабане и в бассейне р. Джиды несомненно относятся к рифейско-нижнепалеозойским офиолитам /84/; на остальной территории - Еловский отрог (Тункинская долина) и водораздел Хилка и Чикоя (Читинская область), Витимское плоскогорье - формационная принадлежность базитов и ультрабазитов проблематична, возраст ориентировочно тот же или древнее. На возможном объяснении пространственных связей и влиянии нижнепалеозойских событий на кайнозойский вулканизм остановимся ниже.

Несмотря на приуроченность к линейным элементам, отдельные вулканические ареалы - Удокан, Витимское плоскогорье, центральная часть Хамар-Дабана - имеют в плане скорее изометричные очертания, хотя их внутренние структуры несомненно контролируются определенными разломами мелкого порядка. Проявления вулканизма также тяготеют к поднятиям (Восточный Саян, Хамар-Дабан, Витимское плоскогорье, Удокан, Токинский Становик, в Монголии - Дариганга) или к впадинам на фоне общих сводовых поднятий.

Периодизация. Базальтовый вулканизм, судя по известным изотопным датировкам /8, 9, 33, 54, 56, 73, 81/, протекал с перерывами на протяжении всего кайнозоя, начиная с верхней юры. Если рассматривать опубликованные данные начиная с мезозоя, то можно отметить, что намечаются всплески с периодом в 30 млн лет, что подтверждает гипотезу о периодичности тектономагматических активизаций /30, 160/, хотя для статистически обоснованных выводов пока нет достаточных данных. Молодые вулканические события охарактеризованы лучше. Изотопные даты в кайнозое дают несколько наиболее часто встречающихся цифр, соответствующих интервалам времени: 40-35, 22-19, 17-9 и 3-2 млн лет. Они неплохо совпадают с периодизацией эталов тектонической активизации по осадкам в пределах БРЗ /10, 63/. Общей активизацией одновременно были охвачены обширные районы восточной части Южной Сибири и, судя по совпадению с монгольскими событиями /56/, - во всей

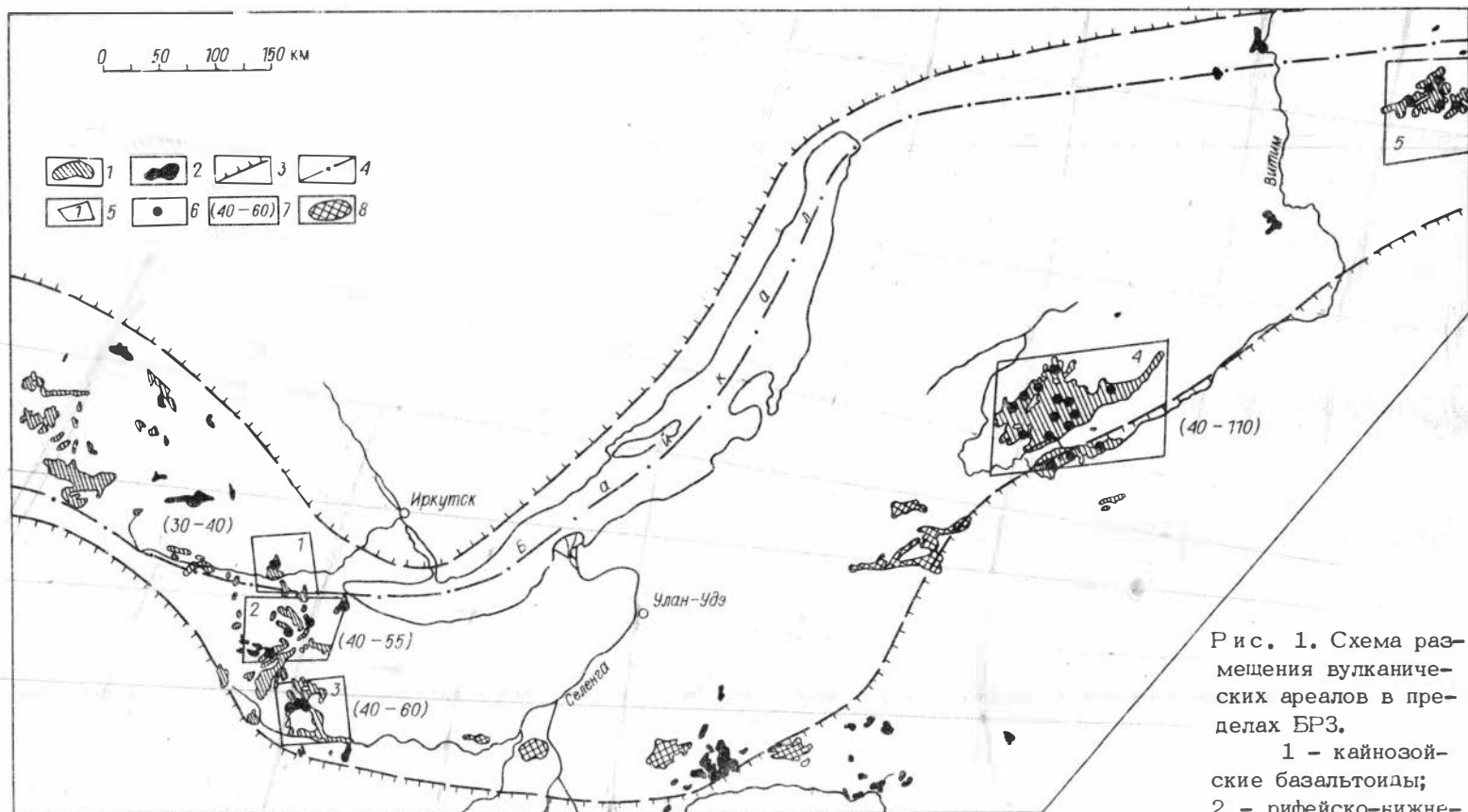


Рис. 1. Схема размещения вулканических ареалов в пределах БРЗ.

1 - кайнозойские базальтоиды;
2 - рифейско-нижнепалеозойские офиоли-

ты и ультрабазит-базитовые комплексы; 3 - граница Байкальской рифтовой зоны; 4 - ось рифта; 5 - ареалы кайнозойского вулканизма (1 - Тункинский, 2 - Хамар-Дабанский, 3 - Джидинский, 4 - Витимский, 5 - Удоканский); 6 - местонахождения глубинных ксенолитов; 7 - глубины выноса ксенолитов; 8 - мезозойские базальтоиды.

Центральной Азии, что, по мнению А.А. Киселева /162/, возможно, контролируется столкновением Индостана и Азии. В этих интервалах выделяются отдельные вспышки вулканизма со следующими датировками: 17-16, 13-12, 10-9, 7-5, 3-1 млн лет.

Датировки базальтов отдельных местонахождений БРЗ (по литературным данным) приведены в главе II.

Интенсивность излияний. Нижнемеловые лавы слагают разрезы до 200 м и более (бассейн р. Тетраха). Мощности нижнекайнозойских вулканических толщ на Витимском плоскогорье сравнительно небольшие. Наибольшие объемы лав изливались в миоцене, когда во всех районах сформировались обширные лавовые плато. Судя по данным, приведенным в работах С.В. Рассказова /75, 81/, в миоцене имели место два или даже три этапа вулканической активности. По нашим данным, на Хамар-Дабане в составе лавового плато выделяются три пачки пород, выступающие в рельефе уступами (в районе влк. Тумусунский) и отделенные прослоями озерно-болотных и склоновых отложений. Общая мощность вулканогенных миоценовых отложений на Хамар-Дабане достигает 500 м. На Витимском плоскогорье во впадинах она составляет 400 м и более. Затем образовались отдельные вулканы и долинные потоки верхнемиоценового - нижнеплиоценового возраста.

Плиоцен-четвертичные лавы повсюду отделены перерывом, они заполняют речные долины, слагают шлаковые конусы и связанные с ними потоки. Объемы этих излияний резко уменьшаются, суммарная мощность потоков в речных долинах обычно меньше 60 м. Здесь выделяются, по-видимому, два этапа в интервале 2-3 и 1 млн лет.

Изменчивость состава. Кайнозойские базальты БРЗ относятся преимущественно к умеренно щелочным (особенно слагающие лавовые плато), слабо дифференцированы /103/, за исключением Удокана, и этим отличаются от других рифтовых систем мира, например, Восточно-Африканской системы рифтов /23, 46/. В БРЗ почти не встречаются толеитовые базальтоиды, не считая отдельных находок на р. Джиде и в Тункинской долине /12, 80/. Редки и высокощелочные разновидности, как нефелиновые, доходящие до гавайитов, так и насыщенные кремнеземом. Тем не менее, С.В. Рассказов /75/, воспользовавшись диаграммой степени дифференциации - насыщенность кремнеземом, выведенной статистическими методами, наметил два тренда дифференциации для миоценовых лав Витимского плоскогорья, отдельно для лав нефелин-нормативных и оливин-гиперстен-нормативных. Нужно отметить, что предложенная диаграмма $Ne, NY/4 - (K+Na + \frac{1}{3} Si) / (Ca+Mg)$ позволяет легко классифицировать афанитовые породы (рис. 2). Последний параметр близок по смыслу к индексу дифференциации К. Торнтон и О. Татла (коэффициент корреляции этих параметров для выборки щелочных базальтоидов БРЗ 0,89), поэтому данная диаграмма топологически совпадает с диаграммой Р. Томпсона /213/, одна ветвь которой отвечает тренду кристаллизации базальтовых расплавов в условиях высоких давлений с отделением, главным образом, клинопироксена, а другая - низких давлений - с преимущественной отсадкой оливина.

Если рассматривать кайнозойские вулканы в качестве члена эволюционного ряда вулканитов, начиная с мезозоя, можно провести аналогии с некоторыми районами континентальных окраин, например Приморьем, где вулканическая толща начинается известково-щелочными андезитобазальтами и завершается щелочными базальтоидами. Согласно данным М.И. Кузьмина /58/, в юго-восточной части Забайкалья в Т-У время также преобладает известково-щелочной андезитобазальтовый вулканизм, связанный с континентальной зо-

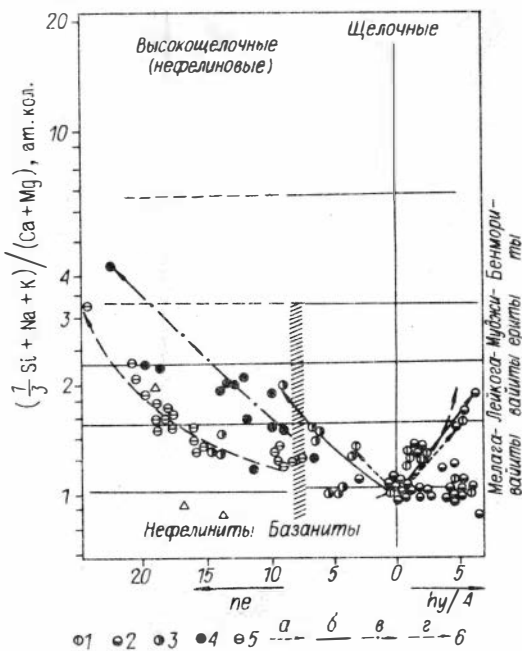


Рис. 2. Диаграмма степень дифференциации – насыщенность кремнеземом для ксенолитсодержащих базальтов БРЗ (по /75/).

1 – Тункинская долина; 2 – Хамар-Дабан; 3 – Дзидинский район; 4 – Витимское плоскогорье; 5 – Чикойский район; 6 – тренды дифференциации лав умеренной и повышенной щелочности (а – Тункинская долина, б – Хамар-Дабан, в – Бартойские вулканы, г – Витимское плоскогорье).

ной Бенъофа, а в рифтоподобных структурах развивались бимодальные и латитовые магматические серии; в отдельных впадинах были проявлены щелочные базальты типа базальтов и нефелинитов. В раннемеловое время в не-

которых впадинах изливались базальты, близкие к толеитам и субщелочного ряда (данные съемочных отчетов). И лишь в кайнозойское время проявился типичный континентальный щелочно-базальтовый вулканизм.

Вариации составов базальтов БРЗ (табл. 1) приведены на диаграмме (рис. 3). Первая ось диаграммы характеризует состав “мантийной лейкосомы” – легкоплавкого материала, за счет которого образовался расплав. Левая полуось соответствует диоксидовому компоненту, а правая – щелочам и некогерентным элементам – смеси амфибола, флогопита, апатита, т.е. вкладу “метасоматизированной мантии” или флюида. Отрицательный конец вертикальной оси связан с количеством оливинового компонента (или ассимилированного ультраосновного ксеногенного материала) в расплаве, а положительный отражает количество удаленного оливина в ходе дифференциации, что сопровождается увеличением концентраций Si, Al, либо отражает петрологические зависимости между глубиной и составом выплавок /28, 168/. На диаграмму нанесены направления изменения состава базальта при удалении из него различных мегакристаллов (-Am, -Sa, -Au, -G, -Phl) (Бартойские вулканы), расчетные (по программе группы авторов из ГЕОХИ АН СССР /99/) кристаллизационные тренды для дзидинских плиоценовых лав и олигоценых витимских пикробазальтов (Д), а также состав расплава, полученный при удалении среднего состава ксенолитов (-K) из состава пикробазальта.

На данной диаграмме составы лав, содержащих и не содержащих мантийные включения, разделились на два поля. Щелочные базальты, недосыщенные кремнеземом, попали в одну группу с первыми в поле глубинных мантийных расплавов. В правом верхнем поле сконцентрировались фигуративные точки расплавов, прошедших дифференциацию в малоглубинных условиях с осаждением существенно оливинового кумулятивного материала, и более обогащенные диоксидовым компонентом, чем некогерентными элементами, сконцентрированными в водосодержащих, более легкоплавких минералах. Это поле характеризует расплавы, возникшие в осушенной мантии при высоком тепловом потоке (миоценовый этап).

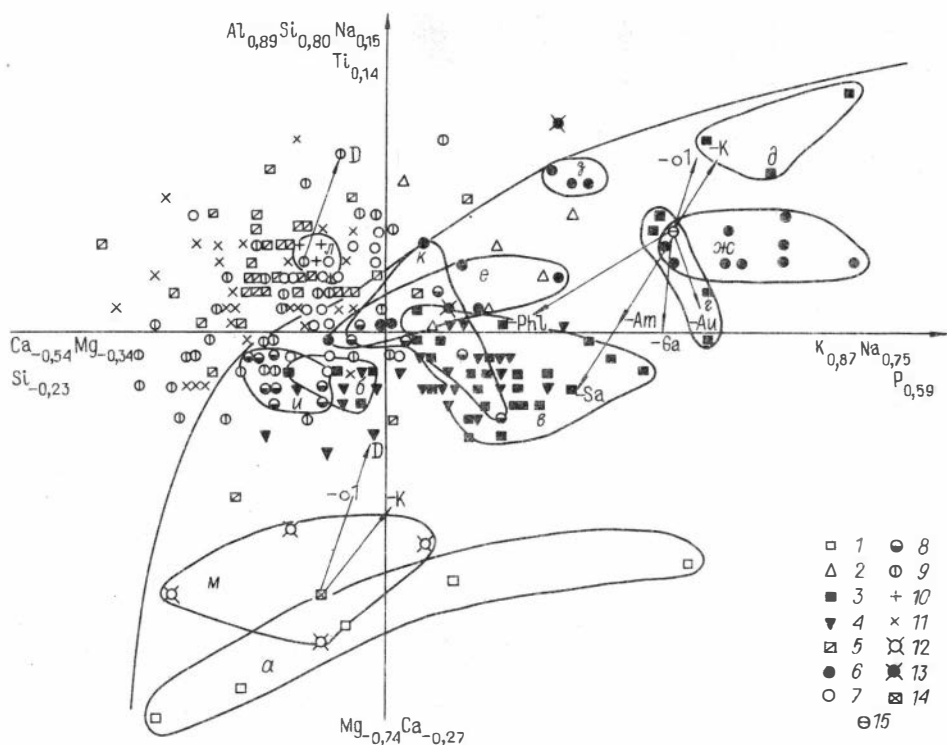


Рис. 3. Факторная диаграмма для базальтов БРЗ.

Витимское плоскогорье. Базальты: 1 - пикробазальты, 2 - амфибол-флогопитсодержащие, 3 - ксенолитсодержащие, 4 - Ne-нормативные, 5 - платобазальты (миоценовые); оконтурены поля базальтов: а - олигоценых, б - миоценовых, в - плиоценовых (для базанитов - гавайитов), ж - для лейкогавайитов, д - стекол в потоках. Джидинский район. Базальты: 6 - ксенолитсодержащие, 7 - без ксенолитов; оконтурены поля базальтов: е - из ранних потоков и лавовых вулканов, ж - из поздних потоков и шлаковых конусов. Хамар-Дабан: 8 - ксенолитсодержащие базальты, 9 - платобазальты; оконтурены поля: з - ксенолитсодержащих базальтов, и - из лавовой толщи, к - из поздних вулканитов. Тункинская долина: 10 - ксенолитсодержащие базальты (поле л), 11 - базальты без ксенолитов. Чикой: 12 - меланефелиниты (поле м), 13 - базальты без ксенолитов. Исходные составы для расчета трендов: 14 - витимский пикробазальт, 15 - бартойский лейкогавайит и тункинский оливиновый базальт.

Использованы данные из работ /13, 49, 72, 75/ и данные автора.

В табл. 2 приведены коэффициенты корреляции между петрогенными и примесными элементами для выборки более 100 анализов базальтов БРЗ, выполненных в Бурятском геологическом институте СО АН СССР. По коэффициентам корреляции выявились группы элементов, представляющих вклад в выплавку отдельных минералов: K, Rb, Sr и Li - флогопита; Na, Ti, Al - авгитового клинопироксена; Al-Zn - шпинели; Mg, Cr, Ni - оливина, ортопироксена. Характер связей зависит от состава выборки и меняется от района к району, что наводит на мысль о возможности установления исходного материала для выплавления базальтов чисто статистическими методами.

Таблица 1. Состав базальтов Байкальской рифтовой зоны

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | П.п.п. | Сумма |
|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| Витимское плоскогорье. Потоки по р. Джилинде Амалатской (сверху вниз) | | | | | | | | | | | | | |
| 301-1 | 44,98 | 2,55 | 13,54 | 3,80 | 8,32 | 0,17 | 8,65 | 9,19 | 4,37 | 2,55 | 0,76 | 1,05 | 99,93 |
| 301-2 | 45,03 | 2,63 | 13,82 | 2,89 | 9,36 | 0,17 | 7,39 | 8,71 | 4,44 | 2,45 | 0,86 | 1,87 | 99,62 |
| 301-3 | 45,00 | 2,44 | 13,69 | 3,23 | 8,72 | 0,17 | 8,30 | 8,93 | 3,81 | 2,57 | 0,72 | 1,69 | 99,27 |
| 301-4 | 44,74 | 2,65 | 13,57 | 3,03 | 9,72 | 0,17 | 7,55 | 8,73 | 4,49 | 2,70 | 0,83 | 1,72 | 99,90 |
| 301-5 | 44,53 | 2,53 | 14,55 | 3,12 | 8,80 | 0,16 | 7,47 | 8,65 | 4,34 | 2,79 | 0,78 | 1,32 | 99,04 |
| 301-6 | 48,88 | 2,15 | 14,44 | 3,35 | 7,28 | 0,15 | 7,75 | 9,00 | 3,40 | 1,59 | 0,43 | 1,06 | 99,48 |
| 301-7 | 48,14 | 2,08 | 14,22 | 4,18 | 6,40 | 0,15 | 8,34 | 9,08 | 3,16 | 1,51 | 0,45 | 1,38 | 99,09 |
| 301-8 | 50,41 | 2,11 | 16,17 | 8,45 | 2,08 | 0,09 | 3,37 | 9,50 | 3,85 | 1,59 | 0,44 | 1,42 | 99,48 |
| Потоки по р. Амалат | | | | | | | | | | | | | |
| 379-1 | 49,25 | 2,27 | 13,93 | 2,30 | 10,19 | 0,20 | 8,07 | 7,96 | 4,09 | 1,04 | 0,31 | 1,43 | 101,04 |
| 383-1 | 50,70 | 2,14 | 13,07 | 4,33 | 7,09 | 0,16 | 8,29 | 7,12 | 2,70 | 1,21 | 0,28 | 2,88 | 99,97 |
| 383-2 | 44,60 | 3,01 | 12,89 | 3,82 | 9,92 | 0,19 | 10,00 | 8,76 | 2,90 | 2,38 | 0,51 | 1,30 | 100,28 |
| 384-1 | 45,10 | 2,87 | 12,42 | 0,94 | 12,05 | 0,20 | 9,96 | 9,50 | 2,90 | 2,09 | 0,54 | 1,83 | 100,40 |
| Амфибол-флогопитсодержащие базальты, галька (дорожный карьер, 76 км) | | | | | | | | | | | | | |
| 316/12 | 49,36 | 1,39 | 14,14 | 1,08 | 7,99 | 0,15 | 8,81 | 6,42 | 3,57 | 3,16 | 0,68 | 3,55 | 100,30 |
| 316/3 | 50,46 | 1,53 | 15,60 | 5,61 | 3,23 | 0,13 | 6,26 | 6,25 | 3,51 | 4,00 | 0,76 | 2,65 | 99,99 |
| 316/50 | 51,60 | 1,51 | 17,97 | 5,24 | 3,54 | 0,16 | 3,94 | 4,34 | 2,69 | 3,94 | 0,93 | 3,49 | 99,35 |
| 316/51 | 48,70 | 1,29 | 14,70 | 3,57 | 4,96 | 0,16 | 9,62 | 6,82 | 2,69 | 3,26 | 0,61 | 3,85 | 100,23 |
| 316/53 | 51,90 | 1,42 | 15,40 | 4,68 | 3,54 | 0,15 | 6,31 | 4,84 | 3,17 | 3,82 | 0,81 | 3,59 | 99,63 |
| 316/54 | 50,10 | 1,37 | 16,80 | 3,47 | 5,05 | 0,19 | 6,71 | 6,32 | 2,41 | 2,63 | 0,67 | 3,66 | 99,38 |
| 316/55 | 49,00 | 1,41 | 16,21 | 4,58 | 4,07 | 0,15 | 7,87 | 6,22 | 2,77 | 3,54 | 0,67 | 2,85 | 99,34 |
| 316/60 | 49,75 | 1,32 | 14,69 | 3,68 | 4,69 | 0,14 | 8,27 | 5,43 | 2,87 | 3,80 | 0,73 | 3,92 | 99,29 |
| 316/57 | 48,00 | 1,22 | 14,12 | 4,19 | 5,56 | 0,20 | 10,85 | 6,82 | 1,96 | 2,54 | 0,50 | 4,32 | 100,30 |
| Галька базальтов из туфопесчаников (дорожная выемка, 75 км) | | | | | | | | | | | | | |
| 316-2 | 45,39 | 2,29 | 14,88 | 8,33 | 5,24 | 0,25 | 7,14 | 8,17 | 2,84 | 1,15 | 0,38 | 3,09 | 99,15 |
| 316-7 | 48,78 | 2,26 | 14,83 | 4,40 | 6,16 | 0,14 | 7,59 | 9,08 | 3,00 | 1,55 | 0,50 | 0,97 | 99,26 |

| | | | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|------|--|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|--------|
| | | | Дайка в туфе (там же) | | | | | | | | | | |
| 374/3 | 52,60 | 1,83 | 14,12 | 3,00 | 8,06 | 0,17 | 7,51 | 8,76 | 2,36 | 0,68 | 0,21 | 1,16 | 100,49 |
| | | | Галька из туфа (там же) | | | | | | | | | | |
| 364-1 | 52,40 | 2,00 | 13,74 | 2,71 | 7,80 | 0,15 | 7,00 | 7,40 | 3,69 | 1,12 | 0,21 | 2,26 | 100,48 |
| 374-2 | 52,00 | 1,99 | 14,12 | 3,01 | 7,62 | 0,15 | 7,00 | 7,06 | 3,44 | 1,05 | 0,25 | 2,34 | 100,03 |
| | | | Поток в основании разреза (75 км) | | | | | | | | | | |
| 357-1 | 52,85 | 2,01 | 13,74 | 1,62 | 8,68 | 0,16 | 7,00 | 7,40 | 3,03 | 0,86 | 0,22 | 2,26 | 99,83 |
| | | | Верховья р. Тетрах | | | | | | | | | | |
| 371-1 | 50,40 | 1,82 | 13,93 | 2,53 | 7,86 | 0,18 | 8,84 | 7,02 | 3,25 | 1,82 | 0,62 | 1,14 | 99,41 |
| 371-3 | 48,15 | 2,28 | 15,14 | 2,74 | 8,50 | 0,18 | 8,84 | 7,02 | 3,25 | 1,82 | 0,62 | 1,14 | 99,68 |
| | | | Д. Политсвка | | | | | | | | | | |
| 386-1 | 48,80 | 3,29 | 14,88 | 5,50 | 5,40 | 0,14 | 4,77 | 7,01 | 4,77 | 2,98 | 1,84 | 1,30 | 100,68 |
| | | | Хр. Бейсыхан, р. Тальша | | | | | | | | | | |
| 390-2 | 51,90 | 3,22 | 14,46 | 6,71 | 4,16 | 0,14 | 3,34 | 6,12 | 2,62 | 2,67 | 1,67 | 2,96 | 99,97 |
| | | | Джиде. Поток по р. Дархинтуй | | | | | | | | | | |
| Д-11 | 48,40 | 2,49 | 15,41 | 3,49 | 8,15 | 0,15 | 9,00 | 7,01 | 2,81 | 1,88 | 0,61 | 1,30 | 100,76 |
| | | | Влк. Хурай-Шакир | | | | | | | | | | |
| Д-56 | 48,40 | 2,50 | 15,51 | 8,70 | 2,92 | 0,17 | 8,31 | 6,91 | 2,59 | 1,64 | 0,65 | 1,32 | 99,62 |
| | | | Потоки по р. Джиде | | | | | | | | | | |
| Д-59 | 48,00 | 2,43 | 15,55 | 4,00 | 7,80 | 0,19 | 7,46 | 7,82 | 2,69 | 1,78 | 0,61 | 1,36 | 99,69 |
| Д-60 | 48,25 | 2,55 | 15,60 | 1,48 | 9,21 | 0,19 | 7,77 | 7,40 | 3,03 | 1,93 | 0,59 | 1,42 | 99,42 |
| Д-70 | 48,40 | 2,38 | 15,58 | 2,90 | 8,15 | 0,18 | 8,23 | 7,13 | 3,22 | 1,62 | 0,58 | 1,20 | 99,84 |
| | | | Хамар-Дабан. Лавовая толща близ влк. Тумусунский (снизу вверх) | | | | | | | | | | |
| 71/1 | 47,20 | 1,88 | 14,02 | 1,73 | 11,56 | 0,17 | 9,91 | 7,68 | 3,90 | 0,81 | 0,36 | 1,20 | 100,42 |
| 71-3 | 48,66 | 2,28 | 15,34 | 6,08 | 6,02 | 0,09 | 6,26 | 8,92 | 3,12 | 1,52 | 0,49 | 0,60 | 99,33 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|--|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|--------|
| Хамар-Дабан. Лавовая толща близ влк. Тумусунский (снизу вверх) | | | | | | | | | | | | | |
| 73-14 | 45,82 | 1,93 | 15,05 | 2,36 | 8,83 | 0,18 | 10,86 | 8,44 | 3,25 | 1,31 | 0,53 | 0,98 | 99,54 |
| 76-6 | 45,70 | 2,08 | 14,62 | 8,06 | 6,22 | 0,09 | 6,79 | 10,52 | 1,93 | 1,29 | 0,53 | 1,98 | 99,81 |
| 76-10 | 44,27 | 2,52 | 14,60 | 6,02 | 8,31 | 0,09 | 6,89 | 8,50 | 2,80 | 2,50 | 0,62 | 2,43 | 99,55 |
| 76-17 | 43,12 | 2,30 | 14,68 | 7,51 | 6,10 | 0,13 | 10,46 | 8,50 | 2,39 | 1,02 | 0,57 | 3,11 | 99,89 |
| 76-20 | 45,86 | 2,03 | 14,62 | 7,78 | 5,75 | 0,09 | 8,70 | 8,44 | 1,97 | 1,20 | 0,48 | 2,81 | 99,79 |
| 76-21 | 46,38 | 2,17 | 14,10 | 6,05 | 7,87 | 0,10 | 8,22 | 8,65 | 2,13 | 1,09 | 0,43 | 2,66 | 99,85 |
| 76-26 | 49,44 | 2,30 | 16,03 | 6,14 | 5,78 | 0,09 | 4,20 | 8,07 | 2,86 | 1,75 | 0,53 | 2,56 | 99,75 |
| 78-2 | 47,86 | 2,13 | 15,19 | 4,79 | 7,32 | 0,09 | 6,64 | 9,00 | 2,27 | 1,66 | 0,50 | 2,05 | 99,50 |
| 78-3 | 45,06 | 2,12 | 14,60 | 5,75 | 5,95 | 0,17 | 11,54 | 8,79 | 1,94 | 1,15 | 0,46 | 2,04 | 99,57 |
| 90-1 | 44,76 | 2,27 | 14,58 | 4,31 | 7,81 | 0,15 | 9,23 | 8,36 | 2,31 | 1,17 | 0,54 | 3,75 | 99,24 |
| 91-3 | 48,32 | 2,05 | 14,06 | 2,95 | 9,05 | 0,09 | 8,12 | 9,05 | 2,13 | 1,03 | 0,43 | 2,40 | 99,68 |
| 92-2 | 48,00 | 2,15 | 15,87 | 4,95 | 6,14 | 0,09 | 5,44 | 9,70 | 3,18 | 1,81 | 0,70 | 2,27 | 100,30 |
| 92-10 | 49,32 | 1,90 | 13,84 | 4,95 | 7,32 | 0,08 | 7,86 | 8,23 | 2,66 | 1,44 | 0,39 | 1,55 | 99,54 |
| 93-15 | 45,12 | 2,28 | 14,66 | 4,34 | 7,75 | 0,08 | 7,75 | 9,51 | 3,15 | 0,94 | 0,52 | 2,54 | 98,64 |
| 94-2 | 44,32 | 1,95 | 14,88 | 5,47 | 7,76 | 0,18 | 9,92 | 9,14 | 1,75 | 0,78 | 0,49 | 3,31 | 99,95 |
| 94-5 | 47,33 | 1,80 | 15,50 | 5,20 | 5,27 | 0,09 | 8,00 | 7,00 | 2,89 | 1,74 | 0,54 | 3,95 | 99,31 |
| 94-7 | 49,04 | 2,11 | 14,76 | 2,42 | 8,50 | 0,17 | 8,74 | 7,69 | 3,05 | 1,22 | 0,46 | 1,52 | 99,68 |
| 94-9 | 48,42 | 2,20 | 14,30 | 2,56 | 10,04 | 0,09 | 8,10 | 8,72 | 2,66 | 1,32 | 0,49 | 1,00 | 99,90 |
| 94-12 | 46,68 | 2,19 | 13,84 | 4,27 | 9,21 | 0,09 | 9,44 | 9,28 | 1,89 | 1,29 | 0,53 | 0,92 | 99,63 |
| 94-14 | 43,54 | 2,52 | 14,96 | 7,90 | 5,03 | 0,18 | 9,72 | 9,07 | 2,48 | 0,74 | 0,62 | 2,23 | 98,99 |
| 94-16 | 46,14 | 2,21 | 15,00 | 8,50 | 5,40 | 0,09 | 8,50 | 8,36 | 2,00 | 1,35 | 0,48 | 1,46 | 99,49 |
| 97/1 | 46,84 | 2,24 | 14,35 | 4,99 | 8,67 | 0,12 | 9,14 | 7,90 | 2,89 | 1,50 | 0,37 | 1,02 | 100,03 |
| 97-3 | 47,54 | 2,71 | 17,86 | 6,68 | 5,22 | 0,18 | 4,32 | 7,02 | 3,02 | 2,27 | 0,64 | 1,84 | 99,30 |
| 97/10 | 44,04 | 2,38 | 13,44 | 6,38 | 6,63 | 0,20 | 9,88 | 7,90 | 2,17 | 1,65 | 0,51 | 5,10 | 100,28 |
| Тункинская долина. Р. Хобок | | | | | | | | | | | | | |
| T-108 | 48,44 | 1,86 | 15,81 | 1,61 | 10,12 | 0,18 | 8,28 | 7,08 | 3,18 | 1,22 | 0,50 | 1,12 | 99,40 |
| 7-1 | 46,98 | 2,39 | 16,31 | 2,67 | 8,54 | 0,17 | 8,43 | 7,45 | 3,64 | 1,64 | 0,65 | 0,95 | 99,82 |
| 13-2 | 46,94 | 2,29 | 15,07 | 3,34 | 8,79 | 0,17 | 8,81 | 8,16 | 3,25 | 1,36 | 0,64 | 0,98 | 99,80 |
| 12-2 | 47,88 | 2,16 | 15,83 | 1,59 | 8,99 | 0,16 | 7,90 | 7,97 | 3,64 | 1,64 | 0,63 | 1,00 | 99,39 |
| T-101 | 48,60 | 1,79 | 15,73 | 1,12 | 10,39 | 0,16 | 7,75 | 7,85 | 3,31 | 1,19 | 0,55 | 1,15 | 99,59 |
| 82-1 | 48,42 | 1,92 | 16,18 | 2,02 | 9,31 | 0,18 | 7,60 | 7,42 | 3,28 | 1,45 | 0,58 | 1,03 | 99,39 |
| T-116 | 48,40 | 2,00 | 16,90 | 7,24 | 4,78 | 0,17 | 5,71 | 7,01 | 2,92 | 1,87 | 0,64 | 1,83 | 99,47 |
| 8-5 | 45,50 | 2,22 | 14,88 | 6,32 | 6,38 | 0,11 | 8,82 | 8,30 | 3,09 | 1,00 | 0,61 | 2,40 | 99,63 |
| 13-1 | 46,56 | 1,88 | 15,19 | 6,50 | 6,42 | 0,09 | 8,16 | 8,65 | 2,83 | 1,26 | 0,65 | 1,24 | 99,43 |
| 82-15 | 46,80 | 2,04 | 15,20 | 6,14 | 7,60 | 0,11 | 8,20 | 8,30 | 2,60 | 1,15 | 0,49 | 0,76 | 99,39 |

Состав ксенолитсодержащих базальтов. На рассмотренной факторной диаграмме (см. рис. 3) каждому району соответствуют несколько областей сгущения фигуративных точек. Максимальный разброс выявлен для ксенолитсодержащих лав Витимского плоскогорья. Джидинские дифференцированные, обогащенные "метасоматическими" компонентами лавы смещены в правый верхний угол. Хамар-дабанские тяготеют к границе раздела малоглубинных и относительно глубинных базальтов, а тункинские расположены в области малоглубинных. Здесь выявляются также и наиболее общие закономерности вариаций базальтов во времени. Расплавы, поступавшие на поверхность в начальные периоды вулканизма в каждом районе, наиболее магнезиальны и близки к пикритовым разностям. Это олигоценые пикробазальты Витима, оливиновые лейцитовые меланефелиниты Удокана /95, 94/ и, вероятно, чикойские меланефелиниты /77/. В других районах подобные разновидности пока не выявлены. Миоценовые лавы с включениями из разреза платобазальтов отвечают щелочным оливиновым базальтам, реже гавайитам, а заключительные эруптивные фазы - базанитам или мелагавайитам. Плиоценовые лавы - это обычно Не-гавайиты, реже Не-муджиериты, встречаются желваки стеклов, отвечающие по составу Не-бенморитам.

В зависимости от тектонической обстановки по мере удаления от оси рифта тренды составов ксенолитсодержащих базальтов (табл. 3) смещаются в недосыщенную кремнеземом область (см. рис. 3). Это объясняется смещением эвтектик и перитектик к области составов, недосыщенных кремнеземом /28/. Другие, намеченные ранее /64/ закономерности - увеличение K/Na отношения, степени окисления и уменьшение магнезиальности в ряду: Тункинская долина, Хамар-Дабан, Джида, Витимское плоскогорье, которые объяснялись восстановлением поднимающихся высокодифференцированных окисленных расплавов при взаимодействии и приближении к равновесию с мантийными перидотитами, с учетом их возраста - должны быть пересмотрены, так как хамар-дабанские вулканы относятся к миоценовому этапу.

Экстремальны в этом ряду Бартойские и некоторые Витимские вулканы, базальты которых наиболее окислены, низкотемпературны (рис. 4) и обладают высокими K/Na отношениями. Они наименее близки к примитивным лавам, которые, согласно /198/, имеют магнезиальность 0,67-0,75 (условие равновесия с мантийными перидотитами, имеющими $f = 8-13\%$), степень окисления, близкую к QFM ($Fe_2O_3/FeO = 0,15-0,20$), концентрацию Ni 300 г/т и содержат обильные мантийные ксенолиты.

Наиболее близки к примитивным выплавкам (табл. 3) пикробазальты Витима, оливиновые меланефелиниты Чикоя и завершающие миоценовую вулканическую активность лавы Хамар-Дабана. На диаграмме $T, ^\circ C - f_{O_2}$ (см.

рис. 4) они отличаются и высокими ликвидусными температурами, которые коррелируются с содержанием MgO . Близость к примитивным составам определяется степенью разогрева или, в понимании большинства авторов /52, 55, 67, 68, 73/, степенью частичного плавления мантийного вещества. Сам же разогрев, по-видимому, связан со скоростью и масштабами теплопереноса с нижних уровней мантии. С данным выводом согласуются большие объемы базальтовых излияний в миоценовое время и малые - в плиоценовое, причем ксенолитсодержащие лавы в плиоцене более дифференцированы. Термин "дифференцированный" отражает не только положение на классификационных диаграммах, но и реальный процесс кристаллизационной дифференциации, так как есть признаки взаимодействия мантии с различными порциями остывающих эволюционирующих расплавов (см. главу III).

Таблица 2. Коэффициенты парной корреляции между петрогенными и маγμαльными компонентами

| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O |
|--------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|-------------------|------------------|
| SiO ₂ | 1,00 | | | | | | | | | |
| TiO ₂ | 0,39 | 1,00 | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 0,31 | 0,42 | 1,00 | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | -0,87* | -0,19 | -0,28 | 1,00 | | | | | | |
| FeO | -0,79* | -0,35 | -0,47* | 0,67* | 1,00 | | | | | |
| MnO | -0,05 | 0,27 | 0,29 | -0,10 | -0,13 | 1,00 | | | | |
| MgO | -0,46* | -0,69* | -0,87* | 0,24 | 0,30* | -0,17 | 1,00 | | | |
| CaO | 0,43 | 0,00 | 0,11 | -0,57* | -0,68* | 0,19 | -0,05 | 1,00 | | |
| Na ₂ O | 0,55* | 0,52* | 0,47* | -0,40 | -0,35 | 0,12 | -0,63* | -0,18 | 1,00 | |
| K ₂ O | 0,25 | 0,13 | 0,24 | -0,24 | -0,35 | -0,11 | -0,13 | -0,01 | 0,15 | 1,00 |
| P ₂ O ₅ | 0,41 | 0,73* | 0,37 | -0,35 | -0,43 | 0,13 | -0,42 | 0,04 | 0,39 | 0,44 |
| П.п.в. | -0,80* | -0,46* | -0,49* | 0,63* | 0,78* | -0,06 | 0,65* | -0,50* | -0,59* | 0,01 |
| Li | -0,20 | -0,01 | 0,25 | -0,04 | 0,03 | 0,21 | 0,06 | -0,10 | -0,05 | 0,55* |
| Rb | 0,26 | 0,05 | 0,04 | -0,20 | -0,18 | -0,35 | -0,04 | -0,13 | 0,12 | 0,79* |
| Cu | 0,17 | -0,17 | -0,34 | -0,15 | 0,11 | 0,07 | 0,27 | -0,05 | -0,19 | -0,23 |
| Sr | 0,11 | 0,09 | 0,58* | -0,28 | -0,41 | 0,28 | -0,30 | 0,25 | 0,18 | 0,58* |
| Zn | -0,01 | 0,25 | 0,52* | 0,03 | -0,25 | 0,36 | -0,33 | -0,09 | 0,11 | 0,23 |
| Cr | 0,02 | -0,26 | -0,55* | -0,12 | -0,13 | -0,17 | 0,56* | 0,36 | -0,24 | 0,21 |
| Co | -0,22 | 0,05 | 0,06 | 0,08 | 0,02 | 0,62* | 0,03 | 0,01 | 0,15 | 0,05 |
| Ni | -0,32 | -0,52* | -0,80* | 0,25 | 0,46* | -0,28 | 0,81* | -0,24 | -0,38 | 0,01 |
| U | -0,79* | -0,22 | -0,40 | 0,88* | 0,85* | -0,22 | 0,29 | -0,68* | -0,32 | -0,35 |

Примечание. Звездочкой отмечены достоверные коэффициенты с уровнем значимости 95 %.

Таблица 3. Состав ксенолитсодержащих лав Байкальской рифтовой зоны

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO |
|--------|------------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| | Влк. Кандидушка | | | | | | | |
| КН-17 | 44,35 | 2,18 | 13,47 | 2,51 | 10,63 | 0,18 | 9,45 | 8,41 |
| КН-23 | 44,14 | 2,38 | 13,20 | 2,98 | 11,25 | 0,09 | 8,49 | 9,14 |
| КН-29 | 43,92 | 2,29 | 12,92 | 4,27 | 10,18 | 0,16 | 9,25 | 8,14 |
| КН-24 | 44,28 | 2,34 | 13,47 | 3,60 | 10,55 | 0,17 | 8,19 | 8,24 |
| КН-7 | 44,42 | 2,40 | 13,47 | 2,21 | 10,80 | 0,16 | 8,25 | 8,69 |
| КН-21 | 44,38 | 2,61 | 13,06 | 2,10 | 11,46 | 0,16 | 7,75 | 8,44 |
| КН-15 | 43,94 | 2,46 | 13,61 | 3,11 | 10,57 | 0,16 | 8,70 | 8,05 |
| КН-11 | 44,36 | 2,46 | 13,30 | 2,60 | 10,57 | 0,17 | 8,50 | 8,44 |
| КН-3 | 44,28 | 2,46 | 12,77 | 3,22 | 11,21 | 0,17 | 9,12 | 8,47 |
| 302-59 | 45,45 | 2,70 | 13,61 | 2,84 | 9,36 | 0,17 | 7,79 | 8,83 |
| | Влк. Якша II | | | | | | | |
| 27-3 | 46,19 | 2,51 | 13,38 | 4,22 | 7,52 | 0,15 | 7,38 | 9,32 |
| | Потоки по р. Джилинде (Амалатской) | | | | | | | |
| 303-14 | 45,17 | 2,25 | 13,89 | 2,63 | 8,96 | 0,16 | 9,24 | 8,65 |
| 28-62 | 45,51 | 2,60 | 13,63 | 3,33 | 8,56 | 0,16 | 8,73 | 8,26 |
| 41 | 45,62 | 2,27 | 13,75 | 2,65 | 9,52 | 0,15 | 8,75 | 8,44 |
| P-31 | 44,02 | 2,46 | 13,61 | 1,42 | 12,79 | 0,17 | 7,80 | 8,00 |
| 377-1 | 45,00 | 2,56 | 14,12 | 1,19 | 10,54 | 0,18 | 8,15 | 6,96 |

| | | | | | | | | | |
|-------------------------------|--------|----|----|----|----|----|----|----|----|
| P ₂ O ₅ | П.п.п. | Li | Rb | Cu | Sr | Zn | Cr | Co | Ni |
|-------------------------------|--------|----|----|----|----|----|----|----|----|

| | | | | | | | | | |
|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| 1,00 | | | | | | | | | |
| -0,32 | 1,00 | | | | | | | | |
| 0,42 | 0,25 | 1,00 | | | | | | | |
| 0,29 | 0,06 | 0,32 | 1,00 | | | | | | |
| -0,28 | 0,11 | -0,37 | -0,06 | 1,00 | | | | | |
| 0,41 | -0,11 | 0,56* | 0,40 | -0,27 | 1,00 | | | | |
| 0,49* | 0,07 | 0,35 | 0,11 | -0,20 | 0,56* | 1,00 | | | |
| 0,01 | 0,06 | 0,12 | 0,21 | -0,25 | 0,01 | -0,26 | 1,00 | | |
| -0,04 | 0,17 | 0,12 | -0,07 | -0,07 | 0,41 | 0,25 | 0,03 | 1,00 | |
| -0,40 | 0,60* | 0,09 | 0,16 | 0,46* | -0,25 | -0,40 | 0,31 | 0,05 | 1,00 |
| -0,45* | 0,65* | 0,16 | -0,15 | 0,08 | -0,44 | -0,16 | -0,24 | -0,01 | 0,35 |

| Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | П.п.п. | Сумма | F* | Ne | T, °C** | IO ₂ |
|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|-------|----|----|---------|-----------------|
| 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |

| Влк. Кандидувка | | | | | | | | |
|------------------------------------|------|------|------|--------|----|------|-------|-------|
| 4,47 | 2,60 | 0,62 | 0,78 | 99,65 | 36 | 11,5 | 1225 | -8,5 |
| 4,20 | 2,68 | 0,75 | 0,93 | 100,23 | 41 | 9,1 | 1203 | -8,8 |
| 4,05 | 2,52 | 0,78 | 0,79 | 99,27 | 39 | 7,8 | 1227 | -8,4 |
| 4,59 | 2,94 | 0,84 | 0,62 | 99,83 | 41 | 12,8 | 1195- | -9,1 |
| 4,69 | 2,77 | 0,97 | 0,82 | 99,65 | 39 | 7,6 | 1193 | -0,9 |
| 3,96 | 2,55 | 0,91 | 1,23 | 98,61 | 41 | 12,9 | 1186 | -0,9 |
| 4,50 | 2,79 | 0,68 | 1,31 | 99,88 | 39 | 11,9 | 1209 | -8,7 |
| 4,63 | 2,79 | 0,86 | 0,77 | 99,45 | 38 | 12,4 | 1201 | -8,7 |
| 4,37 | 2,74 | 0,88 | 0,69 | 100,38 | 39 | 10,9 | 1221 | -8,6 |
| 4,26 | 2,84 | 0,74 | 0,74 | 99,33 | 37 | 9,6 | 1174 | -9,2. |
| Влк. Якша II | | | | | | | | |
| 4,63 | 2,95 | 0,83 | 0,92 | 100,00 | 37 | 12,5 | 1153 | -9,2 |
| Потоки по р. Джилинде (Амалатской) | | | | | | | | |
| 3,91 | 2,57 | 0,60 | 1,17 | 99,20 | 33 | 6,6 | 1214 | -8,7 |
| 4,12 | 2,71 | 0,69 | 1,06 | 99,36 | 34 | 6,8 | 1200 | -8,7 |
| 3,94 | 2,20 | 0,66 | 1,57 | 99,52 | 35 | 4,1 | 1202 | -8,6 |
| 4,67 | 3,04 | 0,88 | 0,96 | 99,82 | 43 | 13,4 | 1190 | -9,1 |
| 4,47 | 3,24 | 0,91 | 1,97 | 99,29 | 35 | 8,4 | 1192 | -9,1 |

Окончание табл. 3

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------|-------|---------------------------------|-------|------|-------|------|-------|------|
| | | Р. Бол. Амалат (устье р. Байса) | | | | | | |
| Б-15 | 45,74 | 2,27 | 13,45 | 1,56 | 10,23 | 0,17 | 9,14 | 7,72 |
| Б-16 | 45,30 | 2,31 | 13,12 | 2,30 | 10,87 | 0,19 | 9,18 | 8,31 |
| Б-1 | 43,91 | 2,70 | 13,52 | 7,31 | 6,75 | 0,18 | 7,60 | 7,77 |
| | | Влк. Домбровского | | | | | | |
| 398-1 | 45,50 | 2,36 | 15,05 | 5,32 | 7,26 | 0,17 | 6,25 | 6,32 |
| | | Р. Витим, устье р. Ингур | | | | | | |
| 3-13 | 45,54 | 2,42 | 13,71 | 3,51 | 8,48 | 0,16 | 8,39 | 8,26 |
| 3-35 | 45,42 | 2,21 | 13,54 | 1,77 | 11,39 | 0,17 | 8,89 | 7,17 |
| | | Р. Витим, устье р. Марикта | | | | | | |
| 12-4 | 45,78 | 2,50 | 13,82 | 3,32 | 8,48 | 0,16 | 9,74 | 8,42 |
| 12/4 | 46,34 | 2,16 | 13,17 | 2,81 | 1,37 | 0,17 | 8,90 | 7,31 |
| | | Р. Витим, устье р. Конда | | | | | | |
| 1/9 | 49,27 | 2,21 | 13,95 | 3,45 | 9,52 | 0,15 | 7,41 | 7,61 |
| | | Р. Амнунда | | | | | | |
| 402-1 | 43,80 | 1,69 | 14,99 | 2,91 | 9,75 | 0,20 | 11,00 | 7,82 |
| | | Туфы пикробазальтов | | | | | | |
| 316-1 | 41,38 | 1,97 | 9,13 | 6,42 | 5,28 | 0,22 | 17,37 | 9,81 |
| 316/1a | 41,34 | 1,88 | 9,34 | 2,14 | 10,37 | 0,24 | 16,58 | 8,94 |
| 316/60 | 42,80 | 2,41 | 10,14 | 7,29 | 6,02 | 0,20 | 14,54 | 7,61 |
| 316/61 | 41,65 | 2,12 | 9,65 | 6,27 | 6,29 | 0,21 | 16,50 | 8,10 |
| | | Джида, Бартойские вулканы | | | | | | |
| Д-10 | 44,68 | 2,77 | 15,50 | 2,17 | 9,40 | 0,16 | 8,96 | 7,82 |
| Б-32 | 46,90 | 2,35 | 15,57 | 5,78 | 5,76 | 0,17 | 5,26 | 5,73 |
| 354/5 | 45,60 | 2,40 | 16,00 | 5,18 | 6,73 | 0,15 | 6,42 | 5,33 |
| 40/1 | 46,20 | 2,64 | 16,12 | 6,45 | 5,34 | 0,17 | 5,47 | 6,49 |
| Б-64 | 45,80 | 2,90 | 15,47 | 6,84 | 5,67 | 0,16 | 5,96 | 5,93 |
| Б-65 | 45,50 | 2,90 | 15,57 | 6,46 | 5,58 | 0,17 | 5,96 | 6,02 |
| 200/1 | 45,78 | 2,24 | 14,06 | 3,28 | 9,35 | 0,17 | 8,24 | 6,87 |
| Д-12 | 47,00 | 2,55 | 16,20 | 4,26 | 6,79 | 0,18 | 5,16 | 6,08 |
| | | Хамар-Дабан, Маргасанская сопка | | | | | | |
| 83/55 | 46,60 | 2,15 | 16,99 | 2,27 | 8,46 | 0,18 | 8,28 | 7,13 |
| 83/27 | 45,30 | 2,24 | 14,59 | 3,04 | 9,18 | 0,20 | 8,69 | 8,51 |
| | | Влк. Тумусунский | | | | | | |
| 73-14 | 45,82 | 1,93 | 15,05 | 2,36 | 8,83 | 0,18 | 10,86 | 8,44 |
| 73/17 | 46,66 | 1,92 | 14,76 | 2,16 | 8,48 | 0,18 | 10,25 | 8,65 |
| 98/1 | 44,96 | 2,05 | 14,67 | 2,26 | 6,69 | 0,18 | 11,53 | 8,05 |
| | | "Синий горизонт" | | | | | | |
| 93/3 | 44,82 | 2,30 | 14,60 | 2,58 | 9,43 | 0,18 | 9,04 | 9,08 |
| | | "Серый горизонт" | | | | | | |
| 86/6 | 44,24 | 2,38 | 14,14 | 3,06 | 10,03 | 0,18 | 10,13 | 8,41 |
| 86/31 | 44,46 | 2,54 | 15,25 | 3,00 | 9,43 | 0,18 | 9,87 | 8,57 |
| 86/19 | 44,24 | 2,31 | 14,78 | 1,98 | 9,96 | 0,18 | 10,71 | 9,28 |
| 86/17 | 44,34 | 2,46 | 14,73 | 3,08 | 9,27 | 0,19 | 9,04 | 8,63 |
| 77/9 | 45,22 | 2,31 | 15,45 | 3,47 | 9,23 | 0,18 | 8,66 | 8,09 |
| | | Базальный поток "северный" | | | | | | |
| 100/1 | 45,92 | 2,12 | 14,39 | 2,69 | 9,86 | 0,18 | 8,58 | 7,87 |
| | | Базальный горизонт "южный" | | | | | | |
| 85/7 | 45,06 | 2,46 | 14,37 | 3,98 | 7,45 | 0,17 | 10,02 | 8,26 |
| 85/9 | 44,44 | 2,57 | 14,26 | 5,14 | 7,82 | 0,17 | 9,95 | 7,53 |
| | | Тункинская долина, р. Хобок | | | | | | |
| 1-9 | 48,56 | 2,29 | 14,05 | 4,56 | 7,76 | 0,16 | 6,86 | 8,65 |
| Т-2-25 | 47,16 | 2,27 | 15,43 | 2,99 | 9,86 | 0,17 | 6,87 | 7,39 |
| Т-118 | 48,08 | 2,00 | 16,26 | 1,87 | 9,23 | 0,18 | 7,68 | 7,84 |

| 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|---------------------------------|------|------|------|--------|------|------|-------|-------|
| Р. Бол. Амалат (устье р. Байса) | | | | | | | | |
| 4,12 | 2,52 | 0,60 | 1,27 | 98,69 | 34 | 4,5 | 1214 | -8,7 |
| 3,98 | 2,49 | 0,66 | 1,24 | 99,95 | 37 | 6,0 | 1218- | -8,7 |
| 5,24 | 2,63 | 0,85 | 0,98 | 99,44 | 41 | 14,8 | 1173 | -8,4 |
| Влк. Домбровского | | | | | | | | |
| 4,76 | 3,82 | 1,11 | 1,60 | 99,52 | 43 | 10,6 | 1129 | -9,4 |
| Р. Витим, устье р. Ингур | | | | | | | | |
| 4,45 | 2,71 | 0,72 | 1,12 | 99,47 | 35 | 9,1 | 1189 | -8,5 |
| 4,98 | 2,69 | 0,77 | 1,24 | 100,24 | 38 | 10,6 | 1211 | -8,8 |
| Р. Витим, устье р. Марикта | | | | | | | | |
| 4,12 | 2,49 | 0,65 | 1,19 | 100,67 | 31 | 6,0 | 1223 | -8,5 |
| 4,87 | 2,69 | 0,62 | 0,73 | 100,14 | 38 | 9,5 | 1207 | -8,8 |
| Р. Витим, устье р. Конда | | | | | | | | |
| 3,57 | 1,65 | 0,38 | 1,12 | 100,29 | 41 | 0,0 | 1157 | -9,2 |
| Р. Амнунда | | | | | | | | |
| 3,24 | 1,98 | 0,64 | 1,28 | 99,30 | 33 | 0,0 | 1265 | -8,0 |
| Туфы пикробазальтов | | | | | | | | |
| 0,57 | 1,00 | 0,57 | 5,28 | 99,00 | 20 | 0,0 | 1410 | -5,6 |
| 0,69 | 1,31 | 0,58 | 6,63 | 100,04 | 22 | 0,0 | 1342 | -7,0 |
| 2,01 | 2,04 | 0,81 | 4,06 | 99,93 | 26 | 0,0 | 1358 | -6,2 |
| 1,95 | 1,30 | 0,73 | 4,99 | 99,76 | 23 | 0,0 | 1996 | -5,9 |
| Джида, Бартойские вулканы | | | | | | | | |
| 4,13 | 1,56 | 0,54 | 1,12 | 98,81 | 32 | 2,0 | 1207 | -8,7 |
| 5,37 | 3,86 | 1,52 | 1,14 | 99,41 | 44,1 | 10,0 | 1083 | -9,2 |
| 4,91 | 3,79 | 1,62 | 1,84 | 100,03 | 41 | 7,1 | 1133 | -9,4 |
| 4,58 | 3,41 | 1,18 | 1,19 | 99,24 | 43 | 6,3 | 1091 | -9,5 |
| 4,61 | 3,87 | 1,12 | 1,03 | 99,36 | 43 | 7,8 | 1116 | -9,2 |
| 4,79 | 3,78 | 1,24 | 1,42 | 99,39 | 41 | 8,7 | 1115 | -9,2 |
| 5,46 | 2,76 | 0,96 | 0,72 | 99,89 | 38 | 12,1 | 1188 | -8,9 |
| 6,41 | 3,50 | 1,41 | 0,36 | 99,90 | 48 | 16,1 | 1075 | -10,2 |
| Хамар-Дабан, Маргасанская сопка | | | | | | | | |
| 3,87 | 2,04 | 0,61 | 0,94 | 99,52 | 33 | 0,0 | 1180 | -9,0 |
| 4,90 | 1,73 | 0,58 | 1,22 | 100,18 | 36 | 9,4 | 1195 | -8,8 |
| Влк. Тумусунский | | | | | | | | |
| 3,25 | 1,31 | 0,53 | 0,98 | 99,54 | 29 | 0,0 | 1249 | -8,2 |
| 3,31 | 1,50 | 0,51 | 0,94 | 99,32 | 29 | 0,0 | 1230 | -8,4 |
| 3,91 | 1,36 | 0,56 | 1,06 | 100,28 | 29 | 0,6 | 1268 | -8,0 |
| "Синий горизонт" | | | | | | | | |
| 3,15 | 0,80 | 0,66 | 2,81 | 99,45 | 34 | 0,0 | 1220 | -8,6 |
| "Серый горизонт" | | | | | | | | |
| 3,45 | 0,94 | 0,52 | 2,25 | 99,73 | 34 | 0,0 | 1243 | -8,2 |
| 2,79 | 0,83 | 0,70 | 2,03 | 99,65 | 33 | 0,0 | 1234 | -8,2 |
| 3,12 | 0,70 | 0,55 | 2,03 | 99,84 | 30 | 0,0 | 1251 | -8,1 |
| 2,91 | 0,82 | 0,71 | 2,65 | 98,83 | 34 | 0,0 | 1215 | -8,5 |
| 3,15 | 0,78 | 0,69 | 2,15 | 99,38 | 37 | 0,0 | 1201 | -8,6 |
| Базальный потск "северный" | | | | | | | | |
| 2,98 | 1,76 | 0,72 | 2,37 | 99,44 | 37 | 0,0 | 1202 | -8,7 |
| Базальный горизонт "южный" | | | | | | | | |
| 2,08 | 1,47 | 0,64 | 3,35 | 99,31 | 29 | 0,0 | 1238 | -8,1 |
| 2,30 | 1,63 | 0,55 | 4,07 | 100,43 | 33 | 0,0 | 1243 | -7,9 |
| Тункинская долина, р. Хобок | | | | | | | | |
| 3,14 | 1,57 | 0,39 | 1,31 | 99,30 | 41 | 0,0 | 1136 | -9,2 |
| 3,45 | 1,68 | 0,56 | 2,65 | 100,48 | 43 | 0,0 | 1147 | -9,4 |
| 3,25 | 1,57 | 0,58 | 1,03 | 99,57 | 36 | 0,0 | 1101 | -9,3 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-----------------------------|-------|------|-------|------|-------|------|------|------|
| Тункинская долина, р. Хобок | | | | | | | | |
| T-108 | 48,44 | 1,86 | 15,81 | 1,61 | 10,12 | 0,18 | 8,28 | 7,08 |
| 7-1 | 46,98 | 2,39 | 16,31 | 2,67 | 8,54 | 0,17 | 8,43 | 7,45 |
| 13-2 | 46,94 | 2,29 | 15,07 | 3,34 | 8,79 | 0,17 | 8,81 | 8,16 |
| 12-2 | 47,88 | 2,16 | 15,83 | 1,59 | 8,99 | 0,16 | 7,90 | 7,97 |
| T-101 | 48,60 | 1,79 | 15,73 | 1,12 | 10,39 | 0,16 | 7,75 | 7,85 |
| 82-1 | 48,42 | 1,92 | 16,18 | 2,02 | 9,31 | 0,18 | 7,60 | 7,42 |
| T-116 | 48,40 | 2,00 | 16,90 | 7,24 | 4,78 | 0,17 | 5,71 | 7,01 |
| 8-5 | 45,50 | 2,22 | 14,88 | 6,32 | 6,33 | 0,11 | 8,82 | 8,30 |
| 13-1 | 46,56 | 1,88 | 15,19 | 6,50 | 6,42 | 0,09 | 8,16 | 8,65 |
| 82-15 | 46,80 | 2,04 | 15,20 | 6,14 | 7,60 | 0,11 | 8,20 | 8,30 |

* $F = \text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$. ** $T, ^\circ\text{C}$ - по /99/ оливин-расплавный термометр. *** f_{O_2} - по /120/.

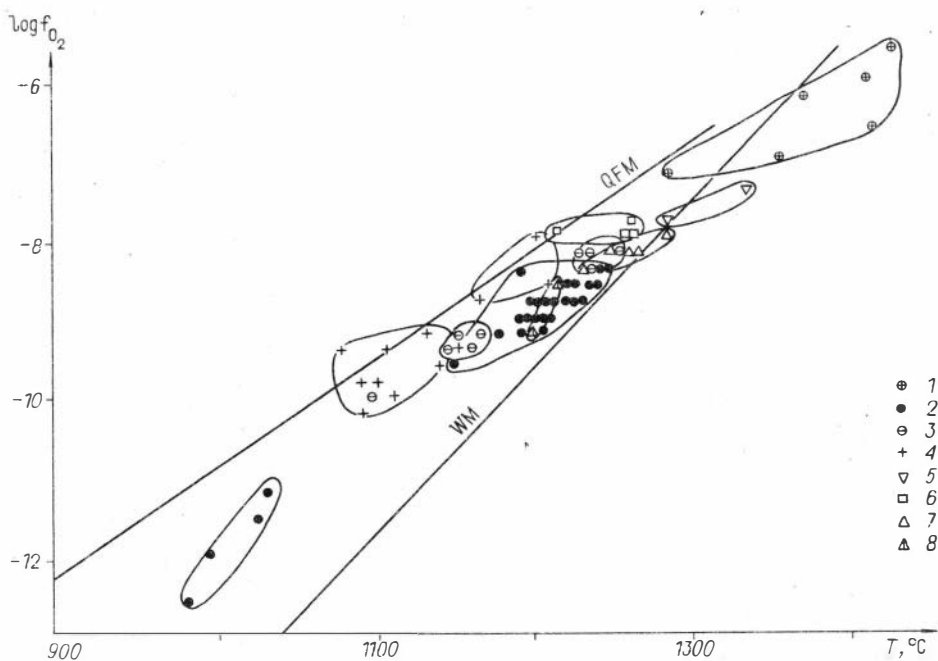


Рис. 4. Зависимость $T_{\text{ликв}}, ^\circ\text{C} - f_{\text{O}_2}$ для ксенолитсодержащих базальтов

БРЗ.

Витимское плоскогорье: 1 - олигоценые пикробазальты, 2 - плиоценовые, 3 - миоценовые базальтоиды; 4 - лавы Бартойских вулканов; 5 - Чикойские меланефелиниты; Хамар-Дабан: 6 - лавы вулканов Тумусунский и Маргасанская сопка, 7, 8 - потоки из нижней (7) и верхней (8) частей лавовой толщи.

Распределение редкоземельных элементов и общая их концентрация в ксенолитсодержащих базальтах и некоторых других типах лав приведены в табл. 4

и на рис. 5. Сумма редкоземельных элементов и отношение La/Yb наиболее высоки в пикробазальтах и Ti-флогопитсодержащих лавах Витимского плоскогорья, а также в мунджиритах Джидинского района. Обогащение легкими REE базальтов объясняется их происхождением в гранатовой фации мантии или, наоборот, высоким вкладом "метасоматических" минералов при низких степенях плавления. В миоценовых лавах, особенно в завершающую эргувинскую стадию, эти параметры существенно уменьшаются. Самыми низкими из проанализированных оказались суммы редких земель в оливин-нормативных базальтоидах из миоценовых лавовых плато и в лавах Тункинской долины. Характерно, что на графиках распределения редких земель у всех проанализированных базальтоидов отсутствуют Eu-экстремумы, следовательно, глубокой дифференциации с участием плагиоклаза на глубинах менее 25 км, по-видимому, не было. Нет также и признаков коровой контаминации. Сумма редких земель коррелируется с содержаниями K, Sr, P, т.е. "метасоматической" составляющей.

Высокие ликвидусные температуры, высокая магнезиальность и повышенное содержание K и редких земель в пикробазальтах, которые будут описаны ниже, вступают в противоречие с моделью частичного плавления при рассмотрении генезиса этих пород. При простом повышении температуры был бы выше вклад диоксида, плавление которого должно было следовать за разложением амфибола, флогопита, апатита. Для образования такого типа пород более логична модель взаимодействия очень горячих пикритовых расплавов и "метасоматизированного" вещества мантии.

Калиевые базальты и пикриты. Условия нахождения. На Витимском плоскогорье в дорожном карьере и выемке между 75 и 76 км дороги Романовка - Багдарино в правом борту руч. Берея обнаружена вулканогенно-осадочная толща, содержащая в верхней части новые для данного региона породы - щелочные пикритовиды и амфибол-флогопитсодержащие базальтоиды K-серии. Нижняя часть вулканогенно-осадочной толщи снизу вверх представлена базальтовыми потоками, выше сложена слабосцементированными базальтовыми туфами или туфопесчаниками, среди которых встречаются горизонты, насыщенные округлой базальтовой галькой со скорлуповатой отдельностью. Эти округлые обломки скорее представляют собой вулканические бомбы, шлаковая корка которых разрушена при слабом перемыве. Туфопесчаники прорваны базальтовыми дайками, судя по составу, доплиоценового возраста. Состав базальтов в самом нижнем потоке, в дайках и гальках практически одинаков, что свидетельствует об их близком возрасте, который для гальки определен K/Ar методом в 26 млн лет. В верхней части разреза характер толщи резко меняется. Здесь она сло-

Таблица 4. Содержание редкоземельных элементов в ксенолитсодержащих и калиевых базальтах БРЗ

| Индекс | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Dy | Ho | Er |
|--------|------|------|------|-----|------|------|------|------|------|------|
| 1/9 | 21 | 43 | 4,7 | 22 | 5,7 | 1,9 | 5,3 | 3,9 | 0,56 | 1,9 |
| 12/4 | 28 | 56 | 6,3 | 30 | 7,6 | 2,3 | 6,0 | 3,9 | 0,60 | 2,2 |
| 3-35 | 26 | 53 | 6,2 | 30 | 6,8 | 2,2 | 5,3 | 3,4 | 0,53 | 1,7 |
| 200-1 | 48 | 93 | 13 | 49 | 11 | 3,2 | 7,8 | 5,0 | 0,81 | 2,5 |
| Д-5 | 50 | 105 | 13,5 | 44 | 12 | 3,1 | 11 | 5,7 | 0,84 | 2,95 |
| 85-9 | 36 | 71 | 10,5 | 39 | 8,7 | 2,7 | 5,6 | 4,1 | 0,39 | 2,0 |
| 100-16 | 24 | 50 | 5,5 | 27 | 6,6 | 1,9 | 5 | 3,2 | 0,46 | 1,9 |
| 71-1 | 17 | 36 | 4,2 | 21 | 4,5 | 1,4 | 4,5 | 3,2 | 0,47 | 2,6 |
| 83-27 | 37 | 76 | 11 | 39 | 7,5 | 2,0 | 6,4 | 4,2 | 0,79 | 1,95 |
| 98-1 | 21 | 42 | 6,0 | 21 | 4,7 | 1,0 | 4,4 | 3,1 | 0,6 | 2,5 |
| 97-10 | 23 | 48 | 6,7 | 24 | 6,3 | 2,5 | 6,8 | 4,2 | 0,75 | 2,2 |
| 97-1 | 18 | 39 | 6,0 | 23 | 5,4 | 2,0 | 5,2 | 4,2 | 0,51 | 1,9 |
| 86-6 | 21 | 42 | 5,6 | 21 | 4,5 | 1,6 | 4,6 | 3,1 | 0,43 | 2,4 |
| Г-2-83 | 25 | 50 | 7,2 | 27 | 5,9 | 1,9 | 5,5 | 4,1 | 0,43 | 3,15 |
| 316-5 | 51 | 110 | 16 | 48 | 13 | 4,0 | 10 | 5,8 | 0,94 | 2,1 |
| 316-12 | 28 | 63 | 12,6 | 33 | 7,4 | 2,0 | 6,2 | 3,4 | 0,60 | 2,6 |
| 316-1 | 46 | 97 | 12 | 39 | 9,0 | 2,6 | 8,4 | 5,2 | 1,1 | 2,45 |
| 316-3 | 31 | 66 | 10 | 34 | 7,6 | 2,1 | 6,5 | 3,9 | 0,8 | 2,6 |
| 301-7 | 33 | 69 | 9,6 | 32 | 7,8 | 2,4 | 6,8 | 4,0 | 0,77 | 2,15 |
| 1016-1 | 36 | 74 | 11 | 38 | 9,3 | 2,3 | 6,6 | 4,4 | 0,80 | 2,3 |
| 1016-2 | 44 | 86 | 11 | 39 | 9,5 | 2,5 | 9,0 | 5,4 | 0,98 | - |
| 313-10 | 1,35 | 3,15 | - | 1,7 | 0,30 | 0,12 | 0,42 | 0,42 | 0,23 | 0,76 |
| 313-54 | 1,2 | 2,9 | - | 1,5 | 0,29 | 0,11 | 0,64 | 1,0 | 0,30 | 0,84 |

Примечание. Витимское плоскогорье: 1/9 - р. Витим, 2 км ниже устья р. Конда; 12/4 - р. Витим, устье р. Марихта; 3-35 - р. Витим, устье р. Ингур; 301-7* - нижний поток по р. Джилинде (Амалатской); 316-1 - пикробазальт; 316-3* - амфиболовый базальт; 316-12* - флогопитовый базальт; 316-5* - флогопит-апатит-диопсидовый фаидит. Бартойские вулканы: 20/1 - поток близ влк. Большой; Д/5 - стрелка р. Бартой и р. Дархинтуй. Хамар-Дабан: 85-9 - гипсометрически нижний поток из лавовой толщи близ вулкана Тумусунский, южная сторона водораздела; 100-16 - то же, с северной стороны водораздела; 71-1* - нижняя часть лавовой толщи; 83-27 - Маргасанская сопка; 98-1 - влк. Тумусунский; 97-10* - нижняя часть лавовой толщи; 97-1* - верхняя часть лавовой толщи; 86-6 - поток на уровне 2200 м; Г-2-83 - р. Хобок. Чикойский район: 1016-1 - меланефелинит, устье р. Харчевки; 310-10 - гранатовый лерцолит из пикробазальта; 313-54 - то же.

Звездочкой отмечены базальты, не содержащие ксенолитов.

Анализы выполнены химико-спектральным методом в ГИ Бурятского научного центра СО АН СССР, аналитики Т.Н. Казанцева, Л.И. Помулева.

жена преимущественно литокластическим материалом с преобладанием обломков и ксенокристаллов перидотитовых ксенолитов, гранодиоритов и других коровых пород, мелкого Ti-биотита и кусков лавы пикритового состава с приваренной к ним литокластикой. В коренном залегании эта часть разреза представлена относительно неплохо сцементированными породами с отчетливой отдельностью, перекрыта косослоистым пластом того же состава, по-видимому, возникшим вследствие слабого перемива, и далее курумником и рыжей глиной. Ва-

Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в базальтоидах Байкальского рифта.

1 - пикробазальты; 2 - амфибол- и флогопитсодержащие базальты; 3 - ксенолитсодержащие базальты; 4 - базальты из миоценовой толщи Хамар-Дабана; 5 - флогопитовые фондиты Витимского плато.

Номера проб см. в табл. 4.

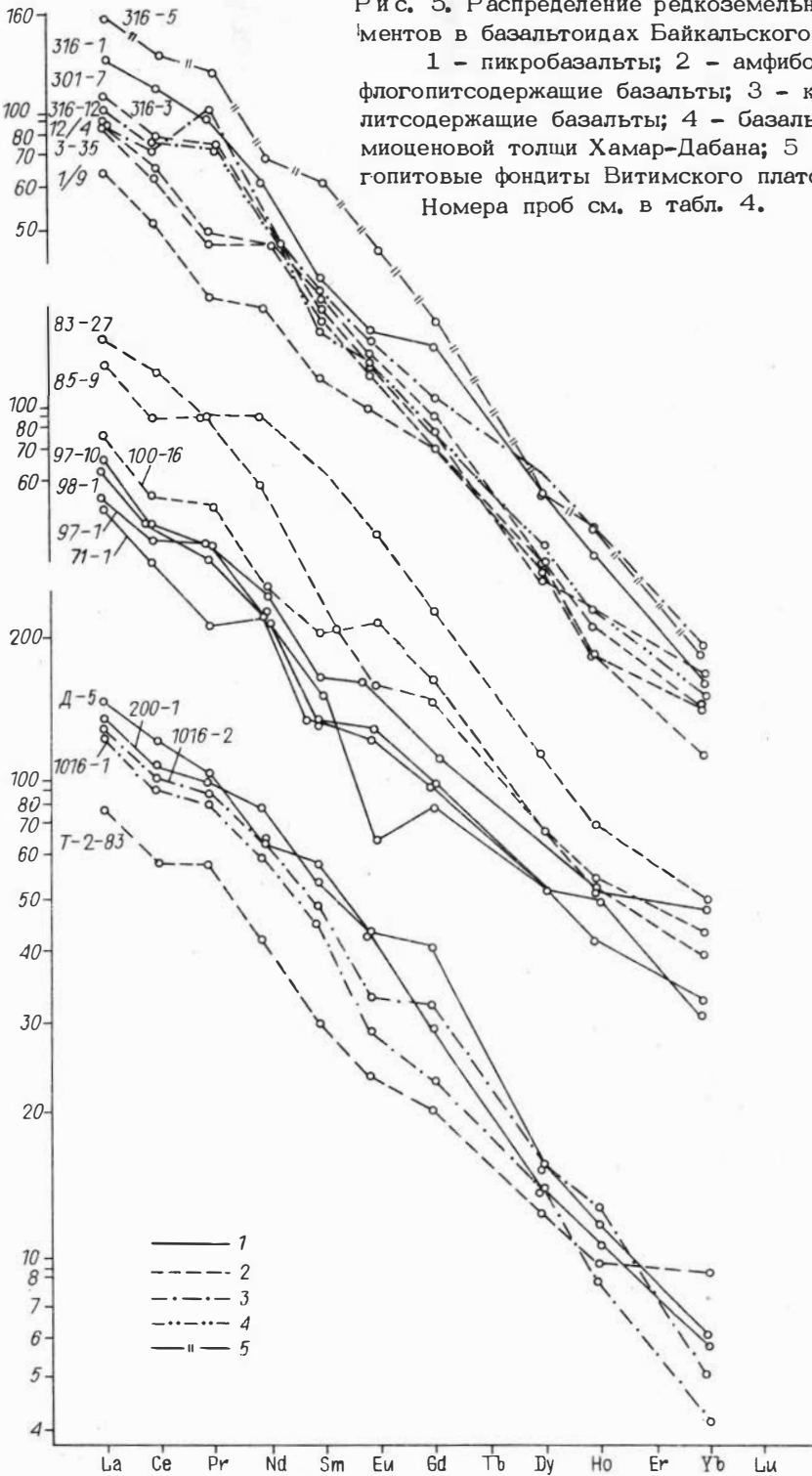


Таблица 5. Состав минералов из К-базальтоидов

| Компо- нент | 315-3 Амфиболовый базальт | | | | | |
|--------------------------------|---------------------------|--------|--------|------------|-----------|--------|
| | фл | кпш | пл | кп. крупн. | кп. мелк. | амф |
| SiO ₂ | 36,32 | 62,66 | 62,32 | 50,09 | 49,38 | 37,50 |
| TiO ₂ | 4,09 | 0,0 | 0,09 | 0,89 | 1,03 | 2,88 |
| Al ₂ O ₃ | 15,09 | 21,34 | 25,63 | 3,42 | 4,04 | 14,64 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,21 | 0,0 | 0,0 | 0,16 | 0,78 | 0,0 |
| Fe ₂ O ₃ | 13,45 | 0,09 | 0,0 | 6,35 | 5,59 | 17,34 |
| MnO | 0,19 | 0,0 | 0,0 | 0,17 | 0,16 | 0,35 |
| MgO | 18,45 | 0,01 | 0,0 | 14,82 | 15,36 | 8,89 |
| CaO | 0,17 | 0,03 | 5,42 | 22,14 | 22,25 | 12,14 |
| Na ₂ O | 0,23 | 0,39 | 6,42 | 0,41 | 0,50 | 2,28 |
| K ₂ O | 8,24 | 17,00 | 0,73 | 0,03 | 0,05 | 1,63 |
| H ₂ O | 4,5 | - | - | - | - | 2,0 |
| Сумма... | 100,94 | 101,51 | 100,61 | 98,49 | 99,15 | 99,64 |
| Si | 2,658 | 2,875 | 2,731 | 1,885 | 1,846 | 5,769 |
| Ti | 0,225 | - | 0,003 | 0,025 | 0,029 | 0,333 |
| Al | 1,302 | 1,154 | 1,324 | 0,152 | 0,178 | 2,654 |
| Cr | 0,012 | - | - | 0,005 | 0,023 | - |
| Fe | 0,823 | 0,003 | - | 0,200 | 0,175 | 2,230 |
| Mn | 0,012 | - | - | 0,06 | 0,005 | 0,046 |
| Mg | 2,013 | 0,001 | - | 0,832 | 0,856 | 2,038 |
| Ca | 0,013 | 0,002 | 0,254 | 0,893 | 0,891 | 2,001 |
| Na | 0,032 | 0,034 | 0,545 | 0,030 | 0,036 | 0,680 |
| K | 0,770 | 0,995 | 0,041 | 0,002 | 0,002 | 0,320 |
| Сумма... | 7,860 | 5,063 | 4,898 | 4,027 | 4,043 | 16,071 |

луны в курумнике соответствуют оливин- и гиперстен-нормативным субщелочным базальтам, характерным для миоценового этапа вулканизма. Плиоценовые нефелин-нормативные вулканы базанитоидного ряда не обнаружены.

Среди обломков пород встречены гранатовые, реже шпинелевые перидотиты, иногда содержащие амфибол, ксенокристы Ti-эгирин-авгита, реже ортопироксена, зеленые и черные пироксениты, гранодиориты, габброиды. Все эти породы, заключены, как правило, в пузыристую корку шлака. Кроме того, встречены гранат-плагиоклаз-клинопироксеновые породы, по-видимому, кумулятивные.

Амфибол- и биотитсодержащие вулканы встречаются в виде округлой гальки, аналогичной той, что залегает ниже, со скорлуповатой отшельностью. Ti-биотит в них идентичен по составу слюде, которая совместно с обломочным базальтовым ультраосновным и гранитным материалом составляет основную массу туфопесчаников. Возраст гальки амфиболсодержащего базальта 179 млн лет (определение K-Ar методом в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР).

Петрография и состав базальтов К-серии. К-базальтоиды различаются преимущественно количественными соотношениями главных минералов - амфибола, клинопироксена, Ti-биотита, полевых шпатов и стекла. Среди них мож-

| 316-11 Флогопитовый базальт | | 316-16 Пикробазальт | | | |
|-----------------------------|--------|---------------------|-------|--------|-----------|
| кп | фл | кп* | кп | амф.* | иддингсит |
| 51,96 | 38,97 | 51,80 | 51,36 | 37,50 | 39,52 |
| 0,67 | 4,36 | 0,74 | 2,38 | 2,88 | 0,03 |
| 2,50 | 13,45 | 6,29 | 1,90 | 14,64 | 0,63 |
| 0,17 | 0,10 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| 5,93 | 16,46 | 7,15 | 8,06 | 17,34 | 23,51 |
| 0,22 | 0,21 | 0,13 | 0,23 | 0,35 | 0,33 |
| 15,57 | 12,83 | 15,03 | 15,37 | 8,89 | 30,52 |
| 21,70 | 0,16 | 16,44 | 18,76 | 12,14 | 0,64 |
| 0,38 | 0,15 | 1,87 | 0,44 | 2,28 | 0,11 |
| 0,20 | 9,25 | 0,09 | 0,05 | 1,63 | 0,22 |
| | 4,5 | | | 2,0 | 5,0 |
| 99,10 | 100,44 | 99,54 | 98,55 | 99,64 | 95,51 |
| 1,930 | 2,903 | 1,897 | 1,925 | 5,769 | |
| 0,019 | 0,244 | 0,020 | 0,067 | 0,333 | |
| 0,109 | 1,181 | 0,272 | 0,084 | 2,654 | |
| 0,005 | 0,006 | - | - | - | |
| 0,184 | 1,025 | 0,219 | 0,253 | 2,230 | |
| 0,007 | 0,013 | 0,004 | 0,007 | 0,046 | |
| 0,862 | 1,425 | 0,821 | 0,859 | 2,038 | |
| 0,864 | 0,018 | 0,645 | 0,754 | 2,001 | |
| 0,027 | 0,021 | 0,133 | 0,032 | 0,680 | |
| - | 0,879 | 0,004 | 0,002 | 0,320 | |
| 4,007 | 7,710 | 4,015 | 3,983 | 16,071 | |

но выделить отдельные группы пород. Для удобства описания здесь же будут охарактеризованы и щелочные пикритоиды, содержащие глубинные ксенолиты, хотя они относятся к разным этапам и даже периодам вулканизма.

В пикробазальтах преобладающий минерал – пироксен, составляющий совместно с магнетитом более 50 % объема породы, реже встречается феррихром-пикотит. Несмотря на высокое нормативное содержание оливина в породе, фенокristов его очень мало, однако много ксеногенного ультраосновного (преимущественно оливинового) материала. Обломки кристаллов окружены оранжевыми и темно-желтыми каймами иддингсита (табл. 5). Парадоксально, но иддингсит, образующийся по обломочному пироксену и сложенный преимущественно окислами, гидроокислами Fe и серпентином, в отдельных случаях вновь обрастается пироксеновой каймой, благодаря чему отдельные диопсидовые индивиды приобретают эвгедральные формы. Амфибола и флогопита в породах этого типа нет, они встречаются лишь среди реакционных продуктов лавы с мегакристами клинопироксена в газовых пустотах, в западинках и по краям мелких, заполненных стеклом трещин, пересекающих мегакристаллы. По-видимому, водосодержащие минералы образовались за счет воздействия летучих вмещающей магмы на глубинные включения. Мелкий клинопироксен в породе близок к диопсиду, стекло в интерстициях – к щелочному полевоому шпату типа аноктоклаза.

Окончание табл. 5

| Компонент | 316-12 Флогопитовый базальт | | | | | 316-5 Флогопитовый фойдит | | |
|--------------------------------|-----------------------------|--------|--------|--------|--------|---------------------------|-------|----------|
| | фл | кп | амф | кпш | пл | фл | кп | сидероф. |
| | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 38,26 | 52,23 | 37,83 | 64,42 | 58,09 | 37,37 | 50,44 | 51,32 |
| TiO ₂ | 4,61 | 0,62 | 3,48 | 0,07 | 0,31 | 8,13 | 1,53 | 5,23 |
| Al ₂ O ₃ | 14,50 | 2,21 | 14,32 | 18,39 | 24,60 | 13,83 | 2,28 | 1,14 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,0 | 0,27 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,18 |
| Fe ₂ O ₃ | 11,96 | 5,85 | 16,29 | 0,04 | 0,69 | 10,63 | 6,03 | 24,14 |
| MnO | 0,12 | 0,18 | 0,19 | 0,0 | 0,0 | 0,07 | 0,11 | 0,12 |
| MgO | 17,48 | 16,44 | 10,57 | 0,02 | 0,42 | 17,30 | 14,92 | 0,60 |
| CaO | 0,04 | 21,91 | 12,39 | 0,23 | 7,49 | 0,02 | 23,92 | 2,31 |
| Na ₂ O | 0,09 | 0,36 | 1,95 | 0,24 | 6,17 | 0,15 | 0,52 | 12,70 |
| K ₂ O | 8,39 | 0,02 | 1,42 | 17,93 | 2,38 | 7,93 | 0,03 | 0,0 |
| H ₂ O | 4,5 | | 2,0 | | | 4,5 | | |
| Сумма... | 99,92 | 100,08 | 100,44 | 101,34 | 100,17 | 99,92 | 98,92 | 97,74 |
| Si | 2,793 | 1,923 | 5,731 | 2,971 | 2,627 | 2,716 | 1,898 | |
| Ti | 0,253 | 0,017 | 0,397 | 0,002 | 0,011 | 0,444 | 0,043 | |
| Al | 1,247 | 0,096 | 2,557 | 1,000 | 1,311 | 1,184 | 0,101 | |
| Cr | - | 0,008 | - | - | - | 0,0 | 0,0 | |
| Fe | 0,730 | 0,180 | 2,064 | 0,001 | 0,026 | 0,646 | 0,190 | |
| Mn | 0,007 | 0,006 | 0,024 | 0,0 | 0,0 | 0,004 | 0,004 | |
| Mg | 1,902 | 0,902 | 2,386 | 0,002 | 0,029 | 1,875 | 0,788 | |
| Ca | 0,001 | 0,864 | 2,012 | 0,012 | 0,363 | 0,002 | 0,964 | |
| Na | 0,012 | 0,026 | 0,572 | 0,022 | 0,541 | 0,021 | 0,038 | |
| K | 0,782 | 0,001 | 0,274 | 1,055 | 0,138 | 0,735 | 0,001 | |
| Сумма... | 7,727 | 4,022 | 16,017 | 5,065 | 5,046 | 7,627 | 4,028 | |

* - мегакристаллы клинопироксена в пикробазальте.

Противоречие между обилием насыщенных кремнеземом фаз и оливин-нормативным составом пород объясняется очень высоким содержанием окисных минералов: титаномагнетита, хромита. Обращает на себя внимание повышенное содержание летучих в породе. Влияние ксеногенного материала на валовый состав породы за счет ассимиляции ультраосновного материала, подобно /220/, или вследствие механического загрязнения могло быть значительным. От него не удалось избавиться, несмотря на то, что для анализа вручную выбирались участки, не содержащие макроскопических включений, однако не исключена и ассимиляция ультраосновного ксеногенного материала. Сравнение анализов шлаковых корок и не содержащих ксеногенного материала массивных лав обнаруживает некоторые расхождения, главным образом по щелочам.

Лавы подразделяются на несколько типов. В существенно амфиболовых разностях мелкие игольчатые кристаллы амфибола связывают относительно крупные вкрапленники клинопироксена и биотита. Интерстиции заполнены тонкими

сростками щелочного полевого шпата и плагиоклазом. Рудные минералы представлены Ti-магнетитом, реже феррихромпикотитом (см. табл. 5, обр. 316-5).

Другая разновидность содержит значительно больше флогопита как в основной массе, так и во вкрапленниках, достигающих 2-3 мм и образующих совместно с клинопироксеном гломеропорфировые сростки или участки, обогащенные этими минералами. Помимо этого встречаются псевдоморфозы мелкозернистого агрегата K-полевого шпата и плагиоклаза по минералу изометричных очертаний. Судя по высокому содержанию K, этот минерал мог быть лейцитом, однако этому противоречит довольно высокое содержание SiO_2 в породе. Определен (с помощью микрозонда) кварц, скорее всего ксеногенного происхождения. Интерстиции выполнены раскристаллизованным стеклом, где также выделяются участки, выполненные тонкими сростками калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Присутствуют феррихромпикотит и магнетит.

Третий тип - преимущественно флогопитовые породы, богатые апатитом, в которых много крупных вкрапленников клинопироксена, в мезостазице содержатся ильменит, магнетит, феррихромпикотит. Они сцементированы раскристаллизованным стеклом, близким по составу к K-анортклазу. Встречается минерал, окрашенный в шлифе в салатный цвет, состав которого близок к сидерофиллиту (см. табл. 5, обр. 316-5).

Амфибол- и флогопитсодержащие лавы по своим характеристикам близки к шошонит-латитовой серии, широко распространенной в мезозое на территории Забайкалья /58/. Высокое содержание Mg в данных породах предполагает участие мантийного материала в их генезисе, однако одновременное обогащение щелочами и литофильными элементами указывает на их гибридную природу.

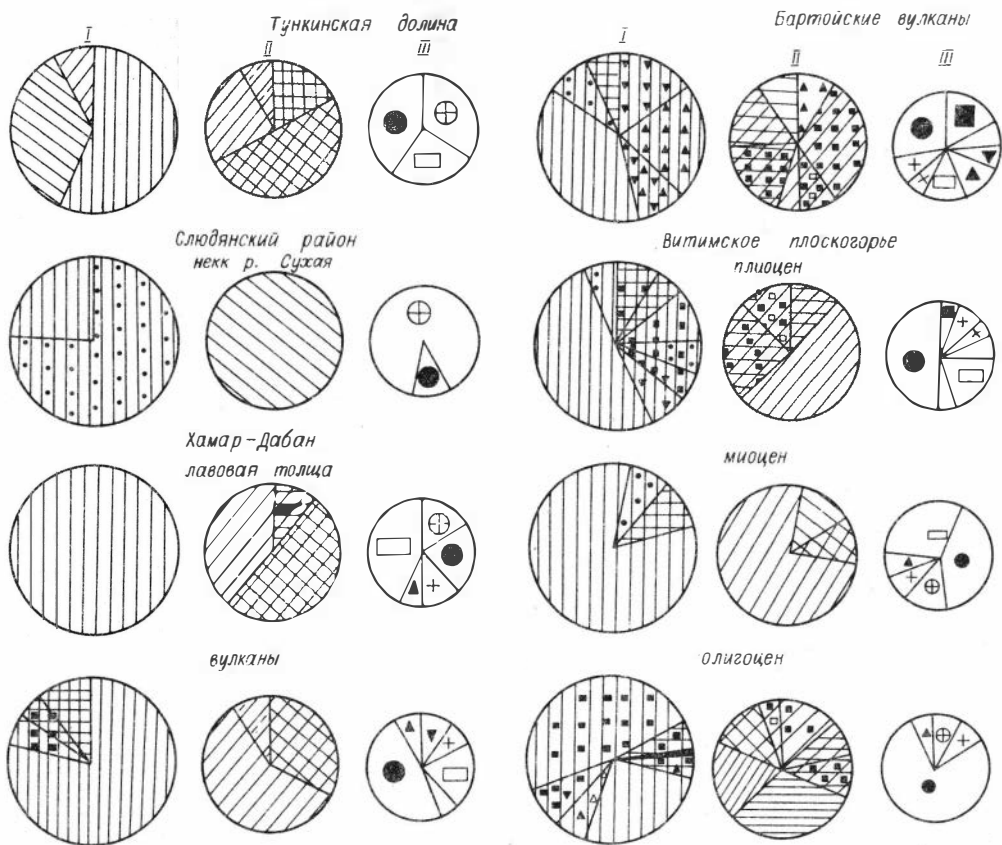
Пикробазальты по составу ближе всего к анкарамитам Восточно-Африканской системы рифтов, отличаются несколько большей калиевостью; ранее обнаруженные в Байкальской рифтовой зоне оливиновые лейцититы и меланефелиниты всё-таки ближе к щелочным базальтам, чем к пикритоидам. Для данных пикробазальтов характерны несколько более высокое содержание Mg и низкое Al, а также высокая сумма потерь при прокаливании. Они, вероятнее всего, сформировались за счет "метасоматизированного" мантийного субстрата, содержащего флогопит, амфибол и апатит при воздействии на него горячей пикритовой магмы, поступившей с нижних уровней. Даже если данные лавы и обогатились ультраосновным материалом за счет ассимиляции ксенолитов, все равно они представляют отдельную, новую для региона группу глубинных пород.

Глава II

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КСЕНОЛИТОВ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ КСЕНОЛИТОВ

Глубинные включения в кайнозойских щелочных базальтоидах Байкальской рифтовой зоны обнаружены в нескольких вулканических ареалах: в Джиндинском районе /12, 22, 59, 74/, на Хамар-Дабане /19, 24, 48/, на Витимском плоскогорье /17, 50/, в Тункинской долине /18/, на Токинском Становике /30, 52/, в Чикойском районе /77/, на Восточном Саяне /79/.

В данной главе будут описаны ксенолиты местонахождения, найденные



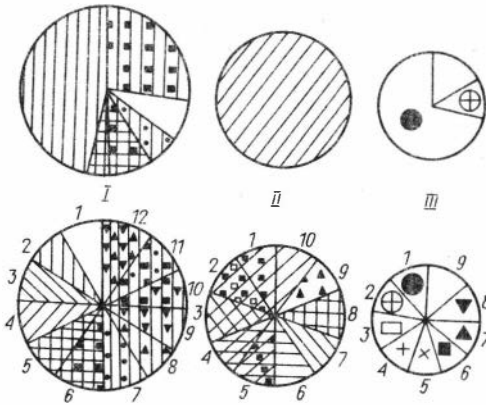
в пределах Бурятской АССР и непосредственно изучавшиеся автором. Они принадлежат главным образом к последнему плиоцен-четвертичному этапу вулканической активизации в регионе, хотя в отдельных случаях наблюдаются несколько уровней, на которых обнаружены лавы с разным набором ксенолитов (рис. 6).

В Тункинской долине ксенолиты встречены в бортах р. Хобок, в 1,5 км вниз по течению от влк. Коврижка. В лавах этого вулкана и нижележащих базальтах изредка встречаются кумулятивные ксенолиты и мегакристаллы. Однако наиболее богато ими тело (по-видимому, неск), сложенное довольно хорошо раскристаллизованными базальтами, залегающее в левом борту р. Хобок, в 2 км от места выхода реки с Еловского отрога на равнину.

На Хамар-Дабане глубинные включения обнаружены в базальтовых экструзивных куполах - вулканах Тумусунский и Маргасанская сопка /24, 49/. Возраст их определяется в 5-7 млн лет /33/. Они заканчивают вулканическую деятельность в районе, пирокластические продукты их извержений образуют плащи тефры на размытых склонах лавового плато и в понижениях водораздела. Вероятно, к этому же времени относятся и лавы с ксенолитами в неске, расположенном в верховьях р. Сухой (Слюдянский район) /19/.

Были обнаружены несколько уровней с ксенолитами непосредственно в базальтах лавовой толщи: в районе Тумусунского вулкана в основании разреза по обе стороны водораздела и на двух уровнях в верхней части разреза (рис. 7). Верхний "серый горизонт" из этих потоков прослежен почти на всем простирании от влк. Тумусунский до Маргасанской сопки на уровне 2100-

Рис. 6. Схема распространения глубинных включений из различных районов БРЗ.



I - зеленая группа: 1 - дуниты, 2 - лерцолиты, 3 - гарцбургиты, 4 - верлиты, 5 - вебстериты, 6 - гранатовые вебстериты, 7 - шпинелевые аполерцолиты, 8 - амфиболовые лерцолиты, 9 - флогопитовые лерцолиты, 10 - гранат-флогопитовые лерцолиты, 11 - гранатовые аполерцолиты, 12 - амфибол-флогопитовые лерцолиты; II - кумулятивные включения: 1 - гранатовые клинопироксениты, 2 - гранатовые клинопироксениты с плагиоклазом, 3 - черные и оливковые

вебстериты, 4 - железомagneзиальные вебстериты, 5 - железомagneзиальные клинопироксениты, 6 - железомagneзиальные вебстериты с гранатом, 7 - ортопироксениты, 8 - плагиоклазиты, 9 - амфиболиты, 10 - черные клинопироксениты; III - мегакристаллы: 1 - клинопироксен, 2 - ортопироксен, 3 - щелочной полевой шпат, 4 - титан-магнетит, 5 - ильменит, 6 - гранат, 7 - амфибол, 8 - флогопит, 9 - оливин.

2140 м. Нижний "синий горизонт" залегает на гипсометрических отметках 1960-1970 м, он не столь выдержан по простиранию.

Кроме того: ксенолиты были найдены в базальных горизонтах по рекам Цакирка и Хубутуй на южном склоне Хамар-Дабана, но полной уверенности, что эти лавы действительно изливались первыми, нет, предварительный возраст их K-Ar методом определен в 18,6 млн лет. По данным съемочных партий, там также обнаружено три вулкана. Они располагаются в пологих врезках в плато и понижениях рельефа. Ксенолитов в Хубутуйском вулкане, венчающем лавовое плато, и аналогичных по составу рвущих дайках нет.

В бассейне р. Джида включения найдены в плейстоценовых Бартойских вулканах и в несколько более раннем потоке по р. Бартой /59/. Поток датирован цифрой 3 млн лет /8/. Наиболее богаты ксенолитами вулканы Открытый и Большой (названия по /1/), а также долинный поток. Поток имеет возраст 1,5 млн лет, вулканы - до 0,9 /56/.

На Витимском плоскогорье выявлено наибольшее количество местонахождений глубинных включений, которые выносятся потоками щелочных лав, заполнявшими понижения в рельефе и долины рек. В центральной части плато по р. Джилинде (Амалатской) они имеют возраст 2-4 млн лет /8, 81/, в юго-восточной части по р. Витим и его притокам они датированы 10 млн лет (устье Ингура) /9/, а в северо-западной части района последние вулканы относятся к миоцену (~9 млн лет) и плиоцену (~4 млн лет) /81/.

В северо-западной части были обнаружены ксенолиты во врезках речных долин на уровнях 100-200 м ниже кровли лавовых плато по р. Амнунде в 4 км от ее устья и в верхней части долины р. Тетрах. Скважинами неоднократно вскрывались эти нижние по гипсометрическим отметкам (~200 м от кровли) лавы с мантийными включениями, входящие в состав джилдиндинской свиты миоцена как по р. Тетрах, так и по р. Джилинде (Витимской)*.

* Материалы Сосновской экспедиции.

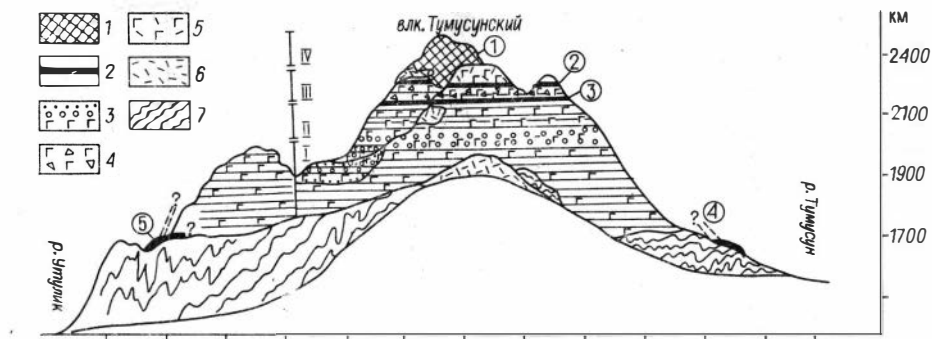


Рис. 7. Схема строения водораздела рек Тумусун и Утулик (Хамар-Дабан).

1 - экструзивные базальты; 2 - ксенолитсодержащие покровные базальты (1 - влк. Тумусунский, 2 - "серый" горизонт, 3 - "синий" горизонт, 4 - лавовый поток в верховьях р. Тумусун, 5 - лавовый поток на основании базальтовой толщи со стороны р. Утулик); 3 - переслаивание песков, лава конгломератов и базальтовых потоков; 4 - базальтовая толща с прослоями пирокластов; 5 - плитчатые лейстовые базальты; 6 - реликты тэфрового "плаща"; 7 - протерозойский фундамент; I-IV - отдельные пачки в лавовой толще.

Недавно обнаруженные нами вулканиды /5/ с гранатовыми перидотитами, вероятно, относятся к олигоцену /31/ или, судя по изотопным данным /41/, к эоцену (в дальнейшем условно олигоценовые).

Таким образом, на Хамар-Дабане и Витимском плоскогорье существует возможность сравнить ксенолиты различных стадий развития вулканизма, начиная с олигоцена (~26 млн лет) /41/ до плиоцена (~2 млн лет) /8/.

СИСТЕМАТИКА ВКЛЮЧЕНИЙ

Четкой классификации для мантийных ксенолитов из щелочных базальтов в настоящее время не существует. Исследователи придерживаются наиболее распространенных терминов. Чаще всего применяется деление на зеленую и черную группы /166/. Для удобства дальнейших описаний необходимо конкретизировать смысл, вкладываемый в те или иные понятия, и выделить более дробные группы пород. Чисто петрографический подход для целей разделения мантийных ксенолитов неприемлем, поскольку лерцолиты, к примеру, могут иметь различный химизм за счет разного происхождения: кумулятивного, реакционного, реститового. Чисто химический подход также не оправдывает себя, так как породы мантии имеют различную историю. Они в разной степени истощены и дренированы различными типами расплавов, что отчетливо отражается в составе минералов. Это приводит к существенным различиям в химизме минералов ксенолитов из отдельных районов между одинаковыми по способу образования породами.

Наиболее повторяющуюся картину при сравнении ксенолитов из разных районов дает вариационная диаграмма для клинопироксенов. По железистости и содержанию других элементов отдельные группы могут сдвигаться при переходе от района к району, но их соотношение друг с другом повторяется и определяется скорее генетическими связями, которые и надо учитывать при выделении отдельных типов пород и их классификации, наряду с химизмом и петрографическими особенностями. Для примера можно сравнить вариационные

диаграммы для клинопироксенов из включений отдельных местонахождений (см. рис. 8, 11, 12). Они имеют индивидуальные особенности, но расположение полей относительно друг друга чаще сохраняется.

Обобщая, можно выделить следующие группы, которые образуют собственные тренды или области на диаграммах.

Магнезиальные перидотиты субстрата, имеющие $f = 7-13 \%$, разделяются на лерцолиты и пироксениты. Среди них выделяются: деплетированные, обедненные всеми базальтоидными компонентами хромистые магнезиальные лерцолиты (D-тип); обогащенные Al, Na, Ti без существенного обогащения Fe (A-тип) и богатые Fe (f до 3%), часто еще и Cr, не обнаруживающие существенных увеличений концентраций Al, Na (F-тип). В этих типах пород могут содержаться характерные для данного местонахождения индекс-минералы. Так, в лерцолитах A-типа присутствует амфибол в бартойских включениях, в хамар-дабанских и витимских его нет.

F-тип включений отличается высоким содержанием в окисной форме в шпинелях и пироксенах и, вероятно, образован за счет диффузионного взаимодействия с довольно окисленными расплавом или флюидом. Среди бартойских ксенолитов F-типа часто присутствует флогопит, а для витимских плиоценового этапа характерен гранат. Близки к этому типу и контактовые зоны амфибол-флогопитовых жил или черных пироксенитов в ксенолитах сложного состава, отличающиеся резкой зональностью. Однако в типичных лерцолитах F-типа такой зональности не наблюдается.

На диаграммах выделяется также область, промежуточная между тремя названными типами, которую обозначим P-типом.

В магнезиальную группу входят также верлиты, вебстериты и ортопироксениты, сложенные минералами, близкими по составу к вмещающим лерцолитам, но, как правило, содержащими несколько повышенные количества Fe. По составу минералов они также могут быть разделены на D-, F-, P- и A-типы, предложенные в этой работе.

Вторая группа - железомagneзиальные включения /47/ с железистостью 12-20%, образующие собственный тренд, - встречается не столь часто. Это породы серо-зеленого или темно-зеленого цвета, крупно- или гигантозернистые, сложенные преимущественно клинопироксеном, в ойкокритах которого заключены округлые зерна оливина и ортопироксена; впрочем, ортопироксен, гранат и шпинель часто находятся в интерстициях. Часто в этих породах проявлены субсолидусные реакции. В сложных ксенолитах на контактах лерцолитов с породами этого типа минералы лерцолитов могут быть обогащены Al, Na и относятся к A-типу. Породы этой группы содержат в небольших количествах Cr.

Черные "родственные" включения третьей группы имеют черную окраску за счет высокого содержания Ti в слагающих их минералах и $f = 20-35 \%$. Они сложены, как предыдущие, клинопироксеном Ti-эгирин-авгитового состава, шпинелью, реже ортопироксеном. В так называемых эклогитоподобных включениях часто встречается гранат, иногда вместе с ортопироксеном и плагиоклазом.

Амфибол-флогопитовые жилы (четвертая группа) имеют различную железистость - от 13 до 30%, которая возрастает по мере увеличения мощности жил. В крупных часто встречаются клинопироксен, шпинель, реже апатит или ШПШ. Жилы обычно существенно амфиболовые. Гигантозернистые амфиболиты могут быть обломками крупных жил.

Кроме жил, встречаются дискретные перидотитовые нодулы, где идиоморфный амфибол, иногда и флогопит, являются главными породообразующими минералами наряду с оливином, пироксенами и шпинелью. Этот тип было пред-

ложено назвать аполерцолитами /65/, считая их продуктами магматического замещения лерцолитов базальтовыми расплавами.

Мегакристаллы составляют еще одну группу. Составы мегакристаллов клинопироксена и граната часто перекрываются с таковыми из черных пироксенитов, но в целом они образуют обособленные тренды. Изредка встречаются мегакристаллы в сростках, крупные выделения, содержащие включения других минералов или гигантозернистые пироксениты, за счет которых могли образоваться дискретные мегакристы.

СТРУКТУРЫ ПЕРИДОТИТОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Схема структурной эволюции перидотитов, встречающихся в виде включений в щелочных базальтах, принципиально была разработана Дж. Мерси и А. Николя /184/. Выделяя три основных типа структур: протогранулярную, порфирокластическую и мозаичную, или табулярную, они считают главным механизмом эволюции в этом ряду пластическое течение. Вновь приобрести протогранулярные структуры перидотиты могут за счет перекристаллизации в условиях низких скоростей деформации и высоких температур, образуя вторичные протогранулярные структуры.

Для крупнозернистых ксенолитов с полигональными очертаниями оливина, которые выпадают из этой схемы, характерна высокохромистая мелкая шпинель, имеющая если не все, то хотя бы часть граней октаэдра, и преимущественно заключенная внутри оливиновых зерен. Этот тип близок к крупнозернистым структурам в классификации Б. Харта для кимберлитовых ксенолитов /32/. Не единичны случаи, когда в пределах одного образца тип структуры изменяется.

Повышение температуры даже до 950-1000 °С в присутствии летучих как H_2O /63/, так и CO , CO_2 /45, 185, 224/, должно сопровождаться подплавлением, что, вероятно, и имеет место, так как в большинстве включений видны прожилки и прерывистые цепочки существенно пироксенитового состава с подчиненным количеством оливина (граната, флогопита, шпинели) или многоминеральные с агрегатами того же лерцолитового состава со шпинелью, имеющей червеобразные и неправильные амебовидные очертания. В эти агрегатах минералы имеют заливообразные очертания в отличие от полигональных, возникающих при пластическом течении. Имеет смысл выделять реакционно-прожилковый тип структур, который может быть наложен на предыдущие типы.

Наблюдаются и прямые жилки, которые иногда пересекают и даже смешивают отдельные крупные зерна и образуют отчетливые линейные каналы в структуре, показывая, что в присутствии расплава в мантии возможны и хрупкие деформации. Такой тип структур назовем реакционно-деформационным.

Кроме того, в отдельных ксенолитах наблюдаются порфиробластические структуры: укрупнение зерен оливина или ортопироксена, которые, как правило, сопровождаются некоторым увеличением содержания Fe, Ti. Эти изменения возможны в зоне интенсивного прогрета или связаны с воздействием флюида или расплава.

Для табулярных и мозаичных структур обычны парагенезисы А-типа; для крупнозернистых - D-типа; для порфирокластических, порфиробластических и реакционно-деформационных - F-типа. Большинство лерцолитов с протогранулярными структурами относится к P-типу или A-типу. Однако в целом эти правила не являются строгими. В чистом виде все типы структур почти

не встречаются, обычны сочетания различных мотивов, однако один из них, как правило, превалирует над другими.

ПЕТРОГРАФИЯ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ ОТДЕЛЬНЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ БРЗ

Тункинская долина. Среди включений четвертичных щелочных базальтов (Q_{3-4}) на р. Хобок представлено несколько разновидностей пород. Наиболее редкие из них — магнезиальные перидотиты ($f = 9-11\%$) D-типа, близкие к гарцбургитам. Это зеленые мелкозернистые породы, состоящие преимущественно из оливина и достаточно высокохромистой шпинели ($24-30\% Cr_2O_3$).

Кумулятивные зеленые перцолиты отличаются более высокой железистостью ($f = 17\%$). В клинопироксене отмечается высокое содержание титана и довольно значительное — Cr_2O_3 (до $0,4\%$). Пироксены подобного типа встречаются в породах крупных расслоенных интрузий. Кумулятивные перцолиты пронизаны цепочками пустот, оставленных флюидами.

Более многочисленна группа черных кумулятивных пород, сложенных различными сочетаниями минералов (кп, ол, рп, шп, пл). Они имеют пойкилитовую структуру, ойкикрсты клинопироксена занимают от 10 до 50 % и более объема породы, изредка в интеркумулясе содержится ортопироксен. Наименьшую железистость среди многоминеральных кумулятов имеют ортопироксен-шпинелевые породы (рп₁₄-шп₄₉), затем следуют (ол₂₀-рп₂₀-шп) и (рп₂₀-ол₂₃-кп₂₆) парагенезисы. Можно полагать, что данный ряд отражает последовательность смены парагенезисов этого типа кумулятов при кристаллизации титанистых базальтоидных расплавов. Кроме этой группы, сложенной темным пироксеном Ti-эгирин-авгитового ряда, встречаются почти мономинеральные крупнозернистые породы, сложенные зеленым низкотемпературным салитовым пироксеном повышенной железистости ($f = 35\%$) с более высоким содержанием Са и жадеитового минерала.

Встречаются существенные плагиоклазовые породы. Согласно данным /18/, здесь были обнаружены корундовые плюмазиты. Найдены ол-пл, ил-пл и ол-ил-пл сростки.

Мегакристаллы представлены анортоклазом и пироксенами, близкими по составу к Ti-эгирин-авгиту.

Хамар-Дабан. Базальные горизонты миоценовой лавовой толщи как с северной, так и с южной стороны водораздела (район влк. Тумусунский) содержат лишь перцолитовые включения и продукты их дезинтеграции. Ксенолиты размером 2-3 см часто пересечены серпентиновыми жилками. Включения северного потока более крупнозернисты и магнезиальны. Ксенолиты базальных горизонтов содержат более мелкие, по сравнению с включениями более поздних порций лав, пироксены.

Набор включений "серого" и "синего" горизонтов похож на таковой из лав Тункинской долины. Преобладают кумуляты, наиболее различающиеся по структуре и химизму минералов. Это черные оливин-шпинелевые пироксениты с пойкилитовыми структурами, вебстериты и зеленые кумулятивные перцолиты и верлиты, мелкозернистые с гипидиоморфно-зернистой структурой, менее железистые, чем первая группа. В интерстициях встречается основной плагиоклаз. Довольно много габброидов и габбро-норитов, иногда плагиоклаз резко преобладает. И наконец, присутствуют зеленые мономинеральные салитовые пироксениты. Мантийные перцолиты ($f = 9-10\%$) встречаются чаще,

чем в Тункинской долине. Это мелкие ксенолиты с химизмом минералов, близким к А-типу или Р-типу. Мегакристаллы представлены К-Na санидином, анортоклазом, ортопироксеном, клинопироксеном, Ti-магнетитом.

Вулканы Тумусунский и Маргасацкая сопка имеют почти идентичный набор включений, среди которых преобладают перцолиты А-типа с минералами, обогащенными Al, Mg и глиноземистой шпинелью. Структуры пород мелкозернистые, табулярные, сформировавшиеся за счет интенсивного пластического течения. В пределах отдельных образцов заметны среднезернистые участки и пересекающиеся зоны с более мелкими размерами зерен, обычно ориентированные под углом 40° и менее. Часто встречаются крупные выделения округлого ортопироксена в мелкозернистом полиминеральном существенно оливиновом агрегате. Они отличаются от мелких ортопироксенов, локализованных в мелкозернистом оливиновом агрегате, более высокими содержаниями Al, Ca, что свидетельствует о предшествующей высокотемпературной стадии их роста в тектонически более спокойных условиях. Перцолиты Маргасацкой сопки относительно крупнозернистые - размер зерен 2-3 мм.

Характерно присутствие в перцолитовой массе жил зеленых хромистых пироксенитов, главным образом, шпинелевых верлитов, которые встречаются в большинстве крупных нодулей мантийных перцолитов обоих вулканов. Существует зональность: внешние зоны жил сложены ортопироксеном, к контакту с перцолитом тяготеет шпинель, экзоконтакт осветлен, перцолит беднее пироксенами. В одном из таких вебстеритов обнаружены розовые келифитовые агрегаты по пиропу, во внешней зоне перекристаллизованные в пироксен-шпинелевый симплектит. Подобные симплектиты отмечены и в других пироксенитах, а также и перцолитах, обогащенных пироксенами.

Жила упомянутого оливинового вебстерита шириной 3,5-4 см обнаружена в перцолитовом ксенолите размером 14 см (табл. 6, обр. 98-2). Средняя часть жилы сложена преимущественно ортопироксеном с подчиненным количеством клинопироксена, реже оливина. С одной стороны она оторочена клинопироксен-шпинелевым агрегатом, с другой - клинопироксеновым агрегатом с белесовато-розовыми выделениями до 0,8 см в поперечнике. Внутренняя часть этих выделений скрытозернистая, однако с помощью зонда можно идентифицировать микролиты глиноземистого ортопироксена, плагиоклаза, шпинели. Анализ расширенным зондом ~30 мк обнаружил, что состав скрытозернистого агрегата близок к гранату с небольшой примесью Na, K. По периферии этого агрегата развита узкая зона лучистого ортопироксена, микролитов тонкой розовой шпинели, которые сменяются тонкими симплектитами ортопироксена, клинопироксена и розовой шпинели, похожими на отпечатки пальцев. Зернистость симплектитов по мере удаления от центра келифитового агрегата возрастает. Подобные образования встречены и в центре вебстеритовой жилы. Зернистость и степень разделения продуктов разложения данных образований варьирует в разных частях жилы. От центра псевдоморфозы по пиропу, переходя к симплектиту, вебстеритовой жиле в направлении контакта с перцолитом, изменяется состав шпинелей и клинопироксенов. Шпинели становятся более хромистыми (от 1,7 до 6,3-11,7 Cr₂O₃), клинопироксены содержат все больше Ti, Cr и Na. В симплектитах они максимально обогащены Al; довольно высокое содержание Na (> 100 ф.е.) указывает на достаточно глубинное мантийное образование. Обогащение Al первичных минералов за счет разложения пироба отразилось на составе зеленоватой шпинели из вебстеритовой зоны, которая на периферии становится розовой.

Клинопироксены перцолита и вебстерита не изменены, в них нет даже узких периферийных губчатых зон, характерных для ксенолитов, подверженных интенсивному тепловому воздействию базальтов, поэтому подплавление в процессе выноса ксенолитов маловероятно.

Таблица 6. Микронзондовые анализы минералов шпинелевого лерцолита с вебстеритовой жилы, содержащей псевдоморфозы по пиропу (Хамар-Дабан)

| Компо- нент | Симплектит 1 | | | | | | Симплектит 2 | | | | Оливиновый вебстерит | |
|--------------------------------|--------------|--------|-------|--------|-------|--------|--------------|--------|--------|--------|----------------------|--------|
| | Пл | Кел | Оп | Кп | Шп 1 | Шп 2 | Кел 2 | Оп | Кп | Шп | Оп | Кп |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| SiO ₂ | 51,29 | 42,01 | 53,75 | 51,53 | 0,22 | 0,08 | 41,40 | 53,97 | 51,44 | 0,03 | 55,08 | 51,37 |
| TiO ₂ | He опр. | 0,12 | 0,05 | 0,41 | 0,07 | 0,16 | 0,09 | 0,08 | 0,51 | 0,07 | 0,10 | 0,49 |
| Al ₂ O ₃ | 30,19 | 23,61 | 5,61 | 7,54 | 64,74 | 65,74 | 24,23 | 5,63 | 7,46 | 65,87 | 4,72 | 7,19 |
| Cr ₂ O ₃ | He опр. | 0,28 | 0,11 | 0,34 | 2,63 | 3,26 | 0,42 | 0,15 | 0,18 | 1,73 | 0,22 | 0,51 |
| FeO | 0,25 | 8,27 | 6,84 | 3,12 | 9,72 | 9,14 | 6,99 | 6,89 | 3,02 | 10,09 | 6,35 | 2,92 |
| MnO | He опр. | 0,46 | 0,19 | 0,07 | 0,09 | 0,10 | 0,31 | 0,20 | 0,10 | 0,07 | 0,12 | 0,08 |
| MgO | 0,03 | 21,19 | 32,42 | 15,87 | 22,06 | 22,55 | 18,97 | 32,29 | 16,27 | 22,77 | 32,53 | 15,03 |
| CaO | 13,38 | 4,64 | 0,81 | 19,97 | 0,04 | 0,05 | 5,34 | 0,80 | 19,53 | 0,04 | 0,76 | 20,79 |
| Na ₂ O | 4,29 | 0,55 | 0,16 | 1,81 | 0,03 | 0,03 | 2,97 | 0,14 | 1,79 | 0,02 | 0,07 | 1,87 |
| K ₂ O | 0,20 | 0,06 | 0,0 | 0,01 | 0,0 | 0,0 | 0,34 | 0,0 | 0,01 | 0,0 | 0,02 | 0,01 |
| Сумма... | 99,63 | 101,24 | 99,94 | 100,67 | 99,60 | 101,11 | 101,06 | 100,15 | 100,31 | 100,69 | 99,97 | 100,62 |
| Si | 2,347 | 2,953 | 1,966 | 1,853 | 0,005 | 0,002 | 2,932 | 1,869 | 1,853 | 0,001 | 1,902 | 1,865 |
| Ti | - | 0,006 | 0,013 | 0,011 | 0,001 | 0,003 | 0,005 | 0,002 | 0,014 | 0,001 | 0,003 | 0,013 |
| Al | 2,628 | 1,956 | 0,230 | 0,319 | 1,916 | 1,914 | 2,022 | 0,230 | 0,317 | 1,927 | 0,193 | 0,308 |
| Cr | - | 0,016 | 0,003 | 0,010 | 0,052 | 0,064 | 0,023 | 0,004 | 0,005 | 0,034 | 0,006 | 0,016 |
| Fe | 0,010 | 0,486 | 0,198 | 0,094 | 0,204 | 0,189 | 0,416 | 0,200 | 0,091 | 0,209 | 0,183 | 0,089 |
| Mn | - | 0,028 | 0,006 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,018 | 0,006 | 0,003 | 0,001 | 0,003 | 0,003 |
| Mg | 0,002 | 2,221 | 1,677 | 0,850 | 0,826 | 0,830 | 2,002 | 1,677 | 0,874 | 0,842 | 1,674 | 0,813 |
| Ca | 0,656 | 0,349 | 0,030 | 0,769 | 0,001 | 0,001 | 0,405 | 0,030 | 0,754 | 0,001 | 0,028 | 0,809 |
| Na | 0,380 | 0,075 | 0,010 | 0,126 | 0,001 | 0,001 | 0,407 | 0,009 | 0,125 | 0,001 | 0,004 | 0,130 |
| K | 0,012 | 0,006 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,031 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,001 | 0,01 |
| Сумма... | 5,035 | 8,095 | 4,033 | 4,035 | 3,010 | 3,007 | 8,260 | 4,017 | 4,035 | 3,018 | 3,997 | 4,011 |
| f | | 17,95 | 10,56 | 9,96 | | | 17,20 | 10,71 | 9,44 | | 9,85 | 9,87 |

Окончание табл. 6

| Компонент | Оливиновый вебстерит | | Лерцолит* | | | | | Базальтовый прожилок с плагиоклазом | | |
|--------------------------------|----------------------|---------|-----------|-------|---------|---------|---------|-------------------------------------|---------|-------|
| | Шп | Ол | Оп | Кп | Ол | Шп | Шп** | Ол | Пл | Илм |
| | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 |
| SiO ₂ | 0,09 | 39,72 | 55,31 | 51,15 | 40,71 | 0,09 | 0,09 | 39,37 | 52,74 | 0,29 |
| TiO ₂ | 0,13 | 0,0 | 0,10 | 0,55 | Не опр. | 0,21 | 0,12 | 0,0 | Не опр. | 51,59 |
| Al ₂ O ₃ | 63,94 | 0,09 | 4,03 | 5,96 | " | 56,87 | 61,15 | 0,03 | 29,39 | 0,12 |
| Cr ₂ O ₃ | 3,71 | 0,04 | 0,34 | 0,89 | 0,10 | 11,66 | 6,25 | 0,12 | Не опр. | 2,10 |
| FeO | 10,31 | 10,62 | 6,40 | 2,75 | Не опр. | 11,80 | 9,85 | 15,09 | 0,26 | 33,42 |
| MnO | 0,12 | 0,40 | 0,13 | 0,08 | 10,25 | Не опр. | 0,14 | 0,29 | Не опр. | 0,49 |
| MgO | 21,40 | 47,76 | 32,65 | 15,32 | Не опр. | 19,39 | 21,57 | 44,94 | 0,5 | 11,01 |
| CaO | 0,05 | 0,43 | 0,71 | 20,93 | 48,70 | Не опр. | 0,19 | 0,12 | 12,78 | 0,14 |
| Na ₂ O | 0,03 | Не опр. | 0,07 | 1,75 | Не опр. | " | 0,02 | 0,02 | 4,57 | 0,0 |
| K ₂ O | 0,01 | Не опр. | 0,01 | 0,02 | " | " | Не опр. | 0,0 | 0,14 | 0,0 |
| Сумма... | 99,78 | 99,06 | 99,75 | 99,40 | 99,76 | 100,02 | 99,38 | 99,98 | 99,93 | 99,16 |
| Si | 0,002 | 0,992 | 1,916 | 1,873 | 1,001 | 0,002 | 0,003 | 0,991 | 2,398 | 0,007 |
| Ti | 0,002 | 0,0 | 0,003 | 0,015 | - | 0,004 | 0,002 | 0,0 | - | 0,925 |
| Al | 1,902 | 0,003 | 0,164 | 0,257 | - | 1,745 | 1,840 | 0,001 | 1,575 | 0,004 |
| Cr | 0,074 | 0,001 | 0,009 | 0,026 | 0,002 | 0,240 | 0,126 | 0,002 | - | 0,040 |
| Fe | 0,128 | 0,222 | 0,185 | 0,084 | 0,211 | 0,257 | 0,211 | 0,316 | 0,010 | 0,667 |
| Mn | 0,002 | 0,008 | 0,004 | 0,002 | - | - | 0,003 | 0,006 | - | 0,010 |
| Mg | 0,805 | 1,778 | 1,683 | 0,835 | 1,784 | 0,753 | 0,821 | 1,687 | 0,003 | 0,392 |
| Ca | 0,001 | 0,004 | 0,026 | 0,820 | - | - | 0,005 | 0,003 | 0,623 | 0,004 |
| Na | 0,001 | - | 0,004 | 0,124 | - | - | 0,001 | 0,001 | 0,403 | 0,0 |
| K | 0,0 | - | 0,0 | 0,001 | - | - | - | 0,0 | 0,008 | 0,0 |
| Сумма... | 3,008 | 3,007 | 3,994 | 4,035 | 3,998 | 3,001 | 3,013 | 3,008 | 5,020 | 2,050 |
| f | | 11,10 | 9,90 | 9,14 | 10,58 | | | 15,78 | | |

Железистость вновь образующихся пироксенов заметно ниже, чем в базальтах, и соответствует общей железистости ксенолитов. Лишь на контакте вебстерита с базальтами в узкой зоне отмечается диффузионное взаимодействие с увеличением железистости, что визуально проявляется в образовании зеленых кайм вокруг розовой шпинели за счет вхождения в нее герцининовой молекулы. Кроме того, непосредственно в контакте с базальтом существенно ортопироксеновый симплектит инконгруэнтно плавится с образованием стекла и оливина.

Подобные изменения отмечаются и в контактах с узкими (2 мм в поперечнике) жилками, которые встречаются в этом и других ксенолитах. Внутри жил установлено присутствие оливина, плагиоклаза, клинопироксена, ильменита, близкого по составу пикроильмениту (!) (см. табл. 6). Генетическая связь этих жил с базальтом несомненна, однако их отличает почти полная раскристаллизация и большее количество плагиоклаза, что выражено в светлой окраске жил. Обычно затеки базальтового стекла даже в самых тонких жилах темно-бурые и мало отличаются от основной массы базальта. Можно предположить, что раскристаллизованные жилы образовались в ксенолитах больших размеров, которые затем подверглись дроблению.

Среди ксенолитов вулканов обычны черные пироксениты различной зернистости, сложенные преимущественно Ti-Al-эгирин-авгитом. Обычно в интерстициях обнаруживается плагиоклаз, содержащий обильную мелкую вкрапленность титаномагнетита, которого в зонах контакта с вмещающими базальтами становится больше. Из мегакристаллов встречаются K-Na щелочной полевой шпат, Ti-эгирин-авгит, оливин, Ti-магнетит.

Нек в верховьях р. Сухая. В базальтах этого местонахождения встречаются главным образом шпинелевые лерцолиты с реакционно-деформационными, табулярными и протогранулярными среднезернистыми структурами. Довольно часто можно обнаружить крупные выделения ортопироксена, иногда с интерстициальным клинопироксеном, иногда окруженные шпинелевой оторочкой. Наряду с лерцолитами обычны крупнозернистые черные высокотемпературные ортопироксениты, нередко образующие контакты с лерцолитами. Зернистость ортопироксеновых ксенолитов варьирует в широких пределах. По-видимому, за счет дезинтеграции гигантозернистых ортопироксенитов и образовались мегакристаллы ортопироксена, которые в данном местонахождении встречаются очень часто.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОВ ВКЛЮЧЕНИЙ ХАМАР-ДАБАНА

С помощью факторных вариационных диаграмм (см. рис. 24) и кластерного анализа выявлены следующие закономерности и различия между ксенолитами глубоких включений Хамар-Дабана.

Пироксены и шпинели вулканов Тумусунский и Маргасанская сопка образуют единые кластеры, однако пироксены из включений Маргасанской сопки содержат чуть больше Na, Ti, Al (рис. 8). Хромистые зеленые вебстеритовые жилы отличаются по составу минералов от вмещающих лерцолитов (рис. 9). В целом пироксены в них всегда более железистые и менее хромистые, однако соотношения Na, Ti, Al в клинопироксенах из разных жил различаются. Шпинели этих пироксенитов глиноземистые и обогащены герцининовым минералом.

Минералы лерцолитовых нодулей из базальтов базальных горизонтов "синего" и "серого" потоков образуют отдельные области на диаграммах, отлич-

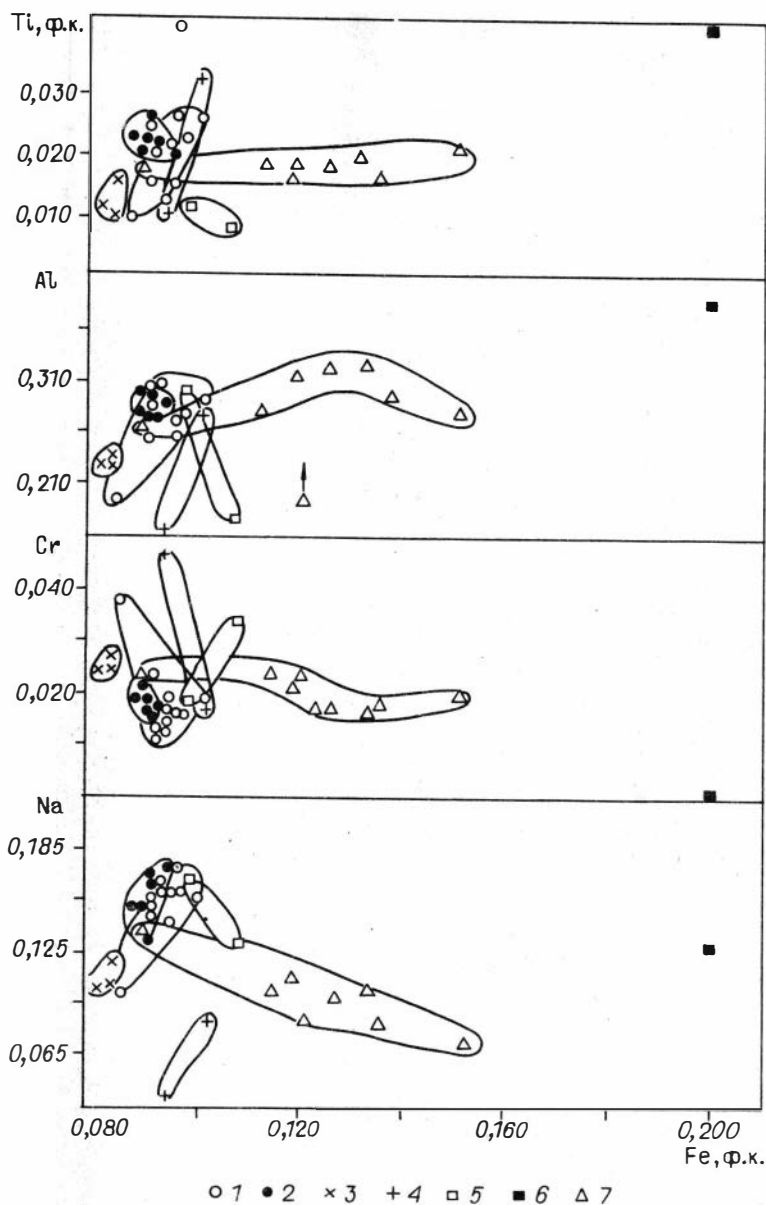


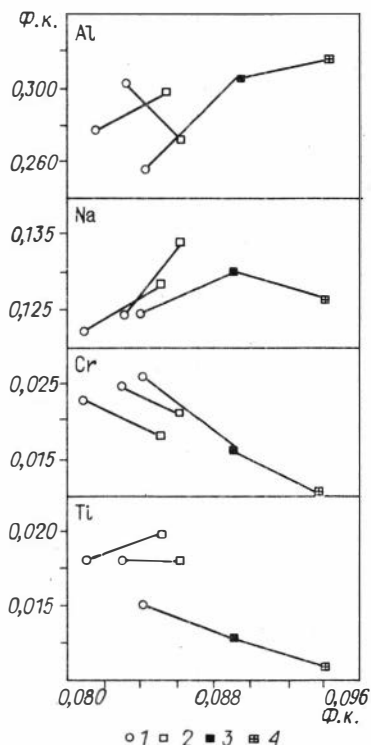
Рис. 8. Вариационная диаграмма для клинопироксенов глубинных включений Хамар-Дабана.

Лерцолиты: 1 - влк. Тумусунский, 2 - Маргасанская сопка; базальные горизонты: 3 - "северный", 4 - "южный", 5 - "синий" горизонт из лавовой толщи; 6 - кумулятивный вебстерит из лавовой толщи; 7 - Слюдянское местонахождение.

ные от таковых вышеназванных ксенолитов. Это предположительно свидетельствует о том, что каждая порция базальтов захватывала включения в опреде-

Рис. 9. Вариационная диаграмма составов клинопироксенов из шпинелевых лерцолитов и вебстеритов жил, совмещенных в одном образце (влк. Тумусунский).

1-4 - клинопироксены: 1 - из лерцолитов, 2 - шпинелевых вебстеритов, 3 - пироповых вебстеритов, 4 - из симплектитов, замещающих пироп. Линиями соединены парагенезисы, совмещенные в одном образце.



ленной, обладающей своими особенностями состава области верхней мантии, либо об эволюции мантийного вещества во времени.

Лерцолитовые включения из местонахождения р. Сухая образуют тренд составов пироксенов с резким увеличением железистости, которая сопровождается увеличением температуры (рис. 10). В ксенолитах обнаружены прямые контакты лерцолитов и черных высокотемпературных ортопироксенитов ($T > 1170$ °C). Наиболее магнезиальные из лерцолитов по химизму минералов, вычисленным температурам и структурному рисунку схожи с лерцолитовыми нодулями вулканов Тумусунский и Маргасанская сопка, а тренд с увеличением железистости и температур как раз характеризуется значениями $T = 1170-1240$ °C и $f = 11-13$ %, установленными в контакте лерцолитов с пироксенитом. К сожалению, размеры проанализированного ксенолита с контактом (5 см) не позволяют полностью проверить предположение о том, что данный тренд сформирован в контактовой зоне. Диаграммы $f_{\text{мин}}$ и T , °C несколько отличаются для разных видов минералов из-за температурного перераспределения Fe-Mg между минералами, поэтому целесообразнее использовать диаграммы типа T , °C - $f_{\text{ср. мин}}$.

Подобный тренд совместного роста T и $f_{\text{мин}}$ намечается и для лерцолитов влк. Тумусунский. Поскольку в термометре П. Уэллса /219/ поправка на Fe значительно снижает определяемую температуру, прямые зависимости могут трактоваться однозначно - они отражают область взаимодействия горячих расплавов и холодной мантии, имевшего место незадолго до выноса, так как температурное равновесие в мантии должно устанавливаться достаточно быстро. У зеленых хромистых вебстеритов, наоборот, температуры немного снижаются по мере увеличения железистости, это скорее реликтовый тренд кристаллизации анатектических расплавов. Тем не менее, в каждом конкретном случае двупироксеновые температуры вебстеритов несколько выше, чем у вмещающих их лерцолитов.

Джидинский район. Бартойские ксенолиты чрезвычайно разнообразны. Отличительная их черта - тесная связь между петрографическим составом и химизмом минералов.

Лерцолиты Бартойских вулканов были подразделены на "сухие" (без водосодержащих минералов) и "мокрые" - амфибол- и флогопитсодержащие /65/. Наличие или отсутствие амфибола или флогопита в шлифах не являлось

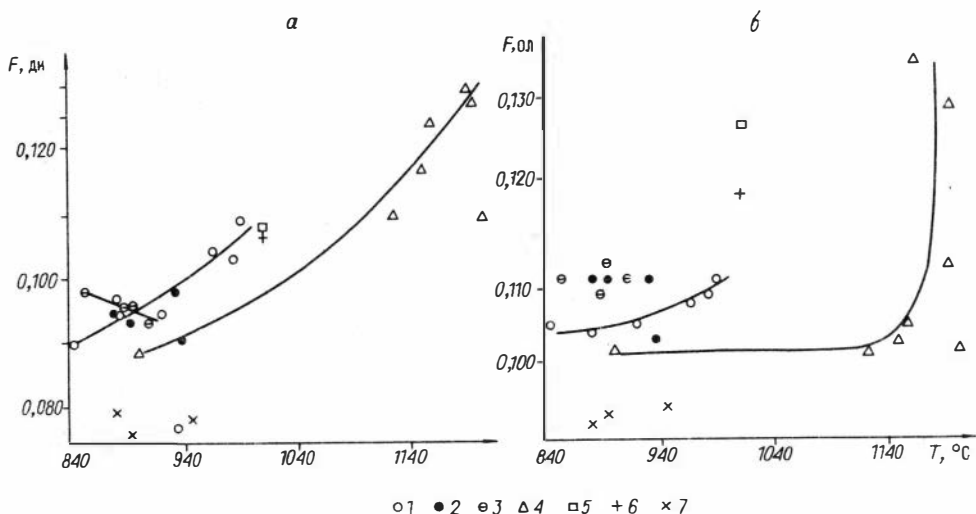


Рис. 10. Зависимость двухпироксеновых температур [Wells, 1977] и железистостей клинопироксенов (а) и оливинов (б) для включений из лав Хамар-Дабана.

Лерцолиты: 1 - влк. Тумусунский, 2 - Маргасанская сопка, 3 - "анатектические вебстериты", 4 - Сломянское местонахождение; 5 - "синий" горизонт лавовой толши; 6 - "южный", 7 - "северный" базальные горизонты.

решающим признаком для отнесения к тому или иному типу. Многие "сухие" попали по химизму минералов в одну группу с амфиболовыми или флогопитовыми. При увеличении числа анализов выделились дополнительные подтипы.

"Сухие" лерцолиты подразделяются на два подтипа. Собственно деплетированный (D-тип) отличается, как правило, крупнозернистыми равновесными структурами, в них иногда встречаются жилы хромистых вебстеритов. На вариационных диаграммах им соответствуют крайние нижние поля. Также обособилось поле лерцолитов, близких к амфиболовым, но чуть менее обогащенных всеми базальтоидными компонентами (рис. 11). Эти лерцолиты структурно ничем не отличаются от амфиболовых. Они среднезернистые, с уплощенными, близкими к полигональным очертаниями зерен и прожилковыми мелкозернистыми агрегатами в интерстициях.

Амфиболовые лерцолиты по химическим особенностям на вариационных диаграммах разделились на два подтипа*. На других диаграммах с амфиболовыми лерцолитами (см. рис. 20, 29) им соответствуют три области и три температурных максимума.

Обычно амфиболовые лерцолиты обладают среднезернистой табулярной структурой, в которой сочетаются элементы структур пластического течения и реакционные мотивы. В лерцолитах с пироксенами, умеренно обогащенными Na, Ti, Al, амфибол слагает интерстиции в мелкозернистых агрегатах, здесь он тяготеет к ортопироксену или резорбирует шпинель. Иногда реакционные жилки достаточно хорошо следятся в пределах шлифа. Эти ассоциации относятся к А-типу и содержат глиноземистую шпинель.

*Если учитывать амфибол-флогопитовые, то на три.

Встречены амфибол-флогопитовые лерцолиты, в которых мелкозернистый жильный тип ассоциаций выражен еще более четко. Это прожилки, сложенные пироксенами, шпинелью, иногда флогопитом, которые имеют реакционные заливообразные отношения с основной оливниновой матрицей и часто содержат вкрапленники оливина. Амфибол в прожилках равновесен со шпинелью и даже обнаружен в виде включений в ней. Эта подгруппа содержит максимально обогащенные Na, Ti пироксены и хромитовым миналом шпинели. Крайняя разновидность этого подтипа представлена довольно железистыми лерцолитами, в которых амфибол образует своеобразные ойкокрсты, богатые округлыми включениями оливина и ортопироксена, заполняя интерстициальные промежутки. Здесь амфибол сложен разновидностями, более богатыми Ti, K, близкими к паргаситу, тогда как обычно амфибол представлен паргаситовой роговой обманкой (по /169/).

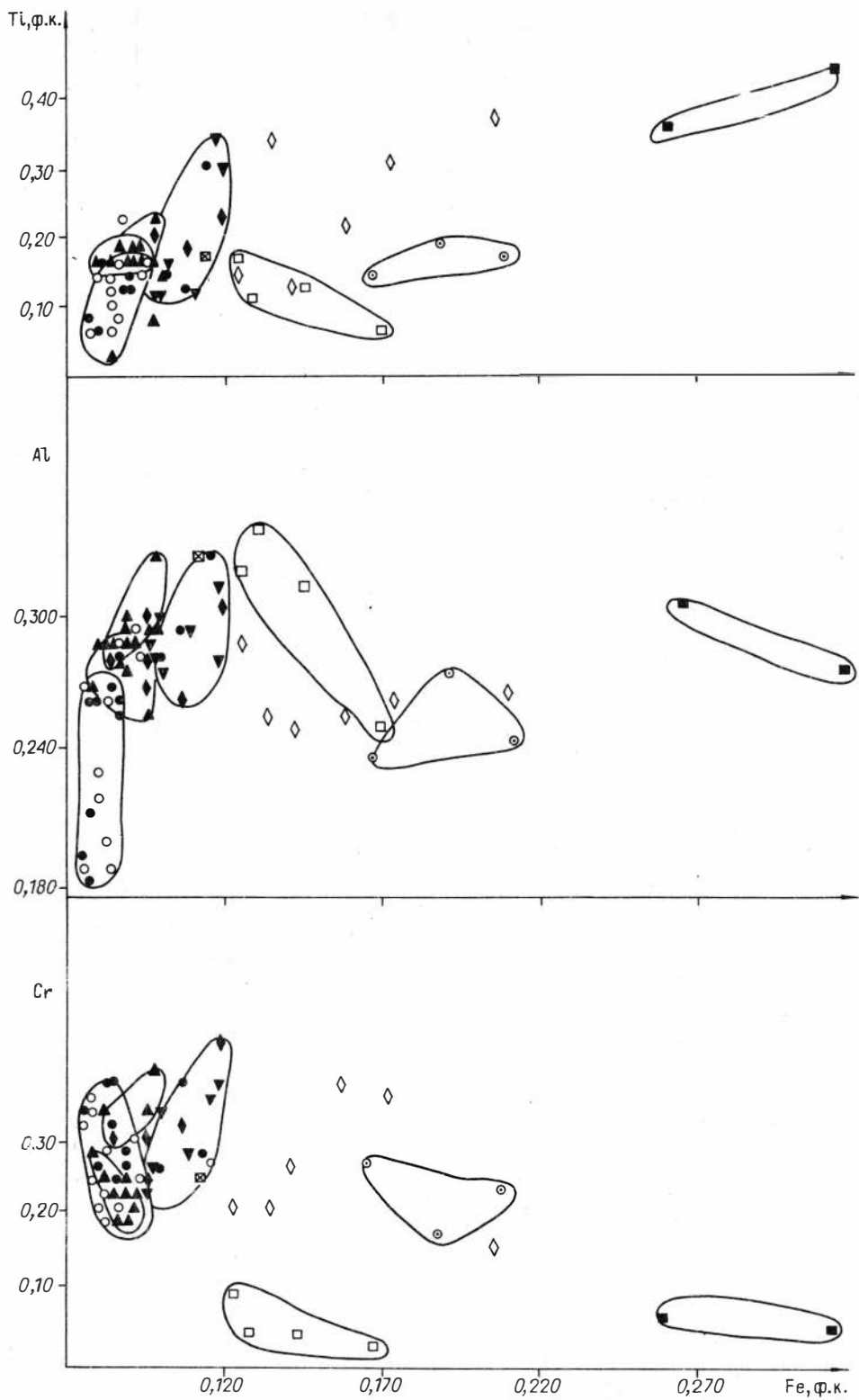
В других местонахождениях мира также существуют различия между отдельными типами амфиболсодержащих ассоциаций. Так, в лерцолитах Монтферье (Франция) выделено два типа амфиболов, различающихся по K/Na отношению и содержанию Ti /118/.

Во многих амфиболсодержащих лерцолитах при большом увеличении обнаружены тонкие жилки, заполненные светло-коричневым стеклом, в котором присутствуют округлые газовые пустоты. Прожилки имеют прямые границы и иногда пересекают крупные зерна. Создается впечатление, что стекла заполняют трещины, образовавшиеся в результате хрупких деформаций или вследствие раздвига. В стекле часто заключены мелкие (0,1 мм) зерна красной шпинели, более хромистой, судя по цвету, чем коричневые крупные зерна этого минерала, обычно имеющие хромпикотитовый состав. Они встречаются не только в стекле, но и в близких к контакту оливинах и даже нарастают на крупные шпинели, контактирующие с жилками. В прожилки дорастают другие минералы, отмечается эпитаксическое нарастание мелких зерен амфибола на ортопироксен. Эти жилки - продукт взаимодействия водосодержащего расплава или гетерогенной смеси расплава и флюида и минералов лерцолита еще в мантии.

Тем не менее, ассоциация в них неравновесна с лерцолитовыми минералами (разная шпинель) и нет оснований все крупные зерна амфибола связывать с этими мелкими прожилками, они, скорее всего, дают представление о возможном способе образования амфибола на предшествующих стадиях. Реликты подобных трещин, но без стекла, трассируются вытянутыми зернами шпинели и пироксенов с прямыми четкими границами. В одном ксенолите был обнаружен процесс подплавления пироксенов, шпинели - практически всех зерен в интерстициальной ассоциации, который сопровождается амфиболизацией по губчатым агрегатам пироксена и новообразованием амфибола в стекле.

Флогопитсодержащие лерцолиты характеризуются двумя типами структур: упомянутыми реакционно-прожилковыми и (чаще) деформационными, порфирикластическими. Флогопит порфирикластических лерцолитов богат округлыми мелкими зернами оливина, он расположен в наиболее деформированных участках, не ассоциирует ни с одним из минералов и, вероятно, налагается иногда на амфиболсодержащие парагенезисы. Минералы в этом типе включений обогащены железом (и хромом) и, несомненно, относятся к F-типу.

Отдельную группу образуют перидотиты, в которых амфибол совместно с флогопитом являются не аксессуарами, а породообразующими минералами. Причем идиоморфные очертания и слабая зональность пироксеновых и амфиболовых зерен, края которых более глиноземистые, железистые и титанистые, предполагают магматический генезис. Различают две крайние разновидности: амф+ол+кп-состава с малым количеством шпинели и без рп, а также чрезвы-



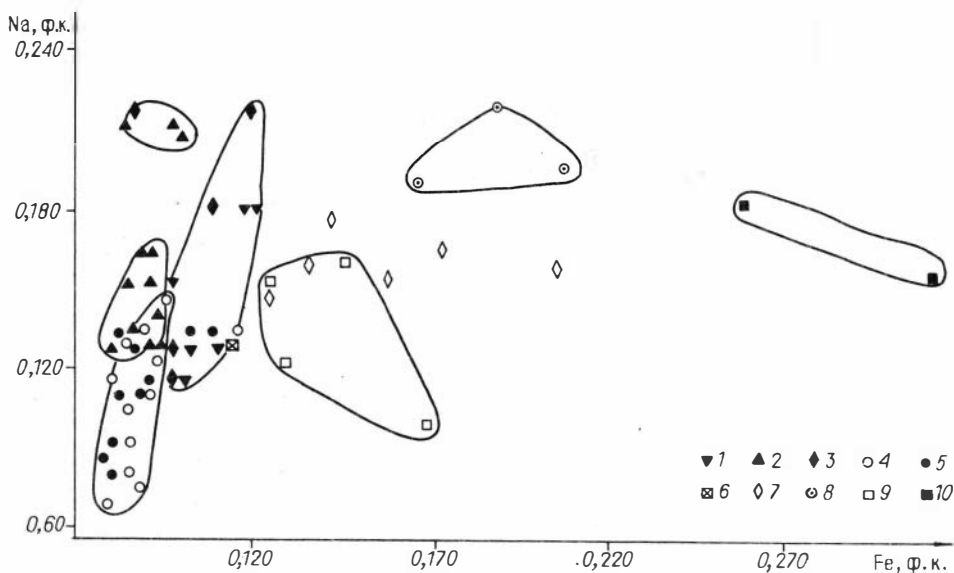


Рис. 11. Вариационная диаграмма для составов клинопироксенов Бартойских вулканов.

Лерцолиты: 1 - флогопитовые, 2 - амфиболовые, 3 - амфибол-флогопитовые; "сухие" лерцолиты: 4 - из потока, 5 - из вулканов; контактные ассоциации: 6 - с железомagneзиальными вебстеритами (из потока), 7 - с амфибол-флогопитовыми жилами; 8 - аполерцолиты; кумуляты: 9 - железомagneзиальные вебстериты, 10 - черные гранат-плагноклазовые вебстериты.

чайно богатую идиоморфной шпинелью ассоциацию с флогопитом и клинопироксеном: ол+амф+рп+кп+фл+шп. Эти лампрофироподобные породы А.А. Меляховецкий и др. /65/ предложили назвать аполерцолитами, считая их продуктами магматического замещения лерцолитов. По представлению автора, они должны быть крайним звеном в ряду лерцолитов, импрегнированных родосодержащим расплавом. Импрегнация означает внедрение в породу легкоплавкого подвижного расплава /193/.

Часто встречаются зеленые магнезиально-железистые вебстериты - крупнозернистые, существенно клинопироксеновые породы. В них предполагаются переходы от мономинеральных клинопироксенитов через вебстериты к гранатовым оливиновым вебстеритам. В этом ряду возрастает железистость от 12 до 20 %, падает хромистость и уменьшаются размеры зерен, пироксены теряют Na, Al. Клинопироксениты иногда катаклазированы, рассечены трещинами, в которых кристаллизуется амфибол совместно с оливином и шпинелью. Часто амфибол заполняет трещины по спайности. Безоливиновые вебстериты содержат герцинитовую шпинель, которая по краям обрастается пироповым гранатом, а интерстиции заполнены ортопироксеном и амфиболом. Образование граната часто связывают со снижением температуры или повышением давления, однако поле кристаллизации граната расширяется и при повышении X_{H_2O} в расплаве /63/. В данном случае появление граната связывается с

субсолидусными реакциями при снижении температуры, а амфиболизация, хотя бы в части ксенолитов, несомненно носит наложенный характер в связи с отделением водосодержащего флюида в ходе кристаллизации мантийных распла-

вов, однако в отдельных случаях не исключено и образование каем граната на позднемагматической стадии. Оливиновые гранатовые вебстериты иногда формально называют гранатовыми лерцолитами /72/, хотя они гораздо менее глубины ($P = 12-14$ кбар), чем типичные гранатовые лерцолиты. В них намечается, поскольку образцы небольшие, но выражена плохо, расслоенность — чередование гранат-пироксеновых и обогащенных оливином слоев. Гранат оранжево-красный, до 6-7 мм, в отдельных зернах замещен симплектитом пироксена, шпинели и плагиоклаза — по-видимому, под действием разогрева, возможно связанным с процессом выноса.

Следующую группу образуют черные кумулятивные пироксениты — породы, состав пироксенов в которых близок к составу мегакристов, но отличается пониженным содержанием Na, Al. Среди них выделяются клинопироксениты, эклогитоподобные гранат-клинопироксеновые породы, иногда с ортопироксеном и шпинелью, гранатовые оливиновые вебстериты кумулятивного облика, в интерстициях которых находится основной плагиоклаз. Последняя разновидность, судя по образцу, описанному С.В. Рассказовым /75/, может переходить в существенно плагиоклазовую. И наконец, встречены клинопироксен-шпинель-двуполевошпатовые породы. Один полевой шпат — лабрадор, а другой был анортклазом или санидином, судя по соотношению в пертитовых сростках плагиоклаза и калишпата (см. приложение, табл. 4, обр. 354/13). В другом таком образце обнаружены пустоты с мелкими хорошо ограненными кристаллами щелочного полевого шпата (ЩПШ), подобного друзе граната и клинопироксена из образца, описанного среди ксенонитов влк. Шаварын-Царам /51/.

Нередко в лерцолитовых ксенолитах встречаются существенно амфибол-флогопитовые жилы, в которых отмечаются клинопироксен, шпинель и редко апатит. Контакт с лерцолитом обычно односторонний, лишь тонкие жилы имеют оба контакта. Это связано с хрупкостью амфибол-флогопитовых агрегатов.

Помимо того, встречаются гигантозернистые амфиболиты с размером зерен 2-3 см в поперечнике. Состав амфибола близок к керсутиту мегакристаллов. Амфиболы имеют обильные газовые пустоты, в сечении представляющие параллелограмм с закругленными краями. Не связанные пустотки трассируют линейные зоны в кристаллах. В крупных обнаруживаются либо ЩПШ, либо флогопит, однако они занимают не весь объем включения, оставляя газовые пустоты, и, вероятно, кристаллизовались из флюида.

Вблизи жил как амфибол-флогопитового типа, так и в зеленых малохромистых вебстеритовых наблюдается зональность (см. рис. 17). Лерцолиты в контактово измененных зонах часто близки к тем или иным группам лерцолитов, описанных ранее. Так, обнаружено, что в контакте с крупным кристаллом клинопироксена, который по химизму относится к малохромистому вебстериту и сам зонален, лерцолит D-типа становится близким по составу минералов к амфиболовым лерцолитам, вблизи него появляется и сам амфибол. Амфиболовые лерцолиты второго подтипа близки к контактовым зонам амфиболовых жил. Флогопитовые лерцолиты также могли образоваться вблизи существенно флогопитовых жил или при воздействии интерстициальных расплавов соответствующего типа. Для них характерны повышенная железистость и степень окисления, которая и объясняет возрастание Cr совместно с Fe в пироксенах, так как при повышении f_{O_2} Cr и Fe перераспределяются в твердую фазу.

Сравнение ксенолитов бартойского потока и более поздних шлаковых построек показывает, что на ранней стадии в мантии не было водонасыщенных окисленных расплавов, способных продуцировать амфибол-флогопитосодержащие породы, и в то же время наблюдаются в основном продукты, оставленные до-

вольно магнезиальными расплавами, по-видимому, пикритами или магнезиальными толеитами /65/. В относительно поздних продуктах эруптивной деятельности эти железомagneзиальные пироксениты уже претерпели охлаждение, в них есть признаки субсолидусных реакций и наложенного метасоматоза. Лерцолиты преимущественно D- и P-типов сменились лерцолитами A-, P- и F-типов. Это говорит о том, что магнезиальные расплавы на поздней стадии сменились более дифференцированными расплавами, очевидно, близкими к тем нефелиновым гавайитам, которые выносят их на поверхность, однако пока не ясно, поступали ли эти расплавы пульсационно или эволюционировали на месте, внедряясь затем во вмещающий лерцолитовый субстрат.

Если малохромистые вебстеритовые жилы сформировались незадолго до образования первых долинных потоков, то трудно объяснить, как за 1-2 млн лет (поток по Бартоу датирован 3 млн лет /8/, а вулканы 1,5-0,9 млн лет /54/) произошло существенное остывание, сопровождаемое субсолидусными реакциями в области мантии, где функционировали крупные магматические системы.

Точно так же трудно пока решить, за счет какого процесса происходило преобразование лерцолитовой мантии. Нет сомнения, что контактовые изменения вблизи пироксенитов, описанные X. Уилширом и др. /222/, и предполагаемая зональность, вызванная изменением отношения H_2O/CO_2 /181/,

имеют место. Однако не менее вероятно и сквозное просачивание расплава или флюида по определенным ослабленным зонам. Тем не менее, почти вся область выноса оказалась проработанной.

Результаты кластерного анализа показывают, что из 68 изученных ксенолитов лишь 8 относятся к типичному D-типу "сухих" лерцолитов и еще 8 создают подкластер в одном кластере с некоторыми амфиболовыми лерцолитами и с долей условности могут считаться неизменной мантией. Остальные перидотитовые ксенолиты в той или иной степени были "метасоматизированы". Если эти количественные соотношения как-то отражают реальную картину распространности мантийных пород, можно констатировать, что вулканы опробуют апикальную область жильно-магматической мантийной системы, куда расплавы поступали, вероятно, ранее 3 млн лет.

Витимское плоскогорье. Среди ксенолитов пикробазальтов олигоценового этапа преобладают гранатовые лерцолиты. Для них типичны протогранулярные или крупнозернистые структуры, реже - среднезернистые мозаичные, близкие к табулярным. Единичны находки интенсивно деформированных высокотемпературных лерцолитов с порфирокластическими текстурами, причем степень деформации этих пород очень велика по сравнению с бартойскими порфирокластическими лерцолитами. Форма зерен граната в изученных лерцолитах различна, а признаки замещения коррелируются со структурными особенностями. На более крупные идиоморфные зерна до 1-1,5 см, практически лишены признаков замещения заметна лишь узкая коричневая кайма, встречаются в крупнозернистых лерцолитах. В породах с протогранулярными структурами, заливообразными контурами зерен пироп также крупный, но порфиробластического облика и часто содержит включения других минералов, обычно оливина. В отдельных случаях кайма глиноземистого лучистого ортопироксена окружает не только гранатовые, но и мелкие пироксеновые зерна, обрастающие гранат, образуя своеобразные овоидные структуры. В лерцолитах со структурами табулярного типа гранат редок, мелок и часто интенсивно замещен. Разложению пироба способствует, по-видимому, деформации. Это может означать, что область мантии, где осуществляется пластическое течение, не является областью устойчивого пироба.

В гранатовых лерцолитах данного местонахождения шпинель обычно за-

мешает гранат изнутри, а светлый, лучистый ортопироксеновый агрегат - снаружи; реже светлый мелкозернистый ортопироксен образует реакционную зону между гранатом и шпинелью. Образование шпинели внутри граната сопровождается растрескиванием последнего, видимо, за счет объемного эффекта реакции. Встречены породы, в которых гранат наоборот образует узкие реакционные каймы по крупным зернам шпинели.

Помимо того, в гранатвых перцолитах отмечены амфиболовые жилы. Вблизи них происходит полное замещение пироба ортопироксеном. Флогопит встречен как в гранатвых, так и в шпинелевых перцолитах. Он образует довольно крупные гнезда и прожилки и в целом равновесен с другими минералами в отличие от бартояских ксенолитов. Амфиболовые же перцолиты отмечены в основном в шпинелевой фации. Амфибол здесь развивается по шпинели.

Химизм минералов перцолитов достаточно однообразен. Это ассоциации D- и P-типов, причем D-тип представлен лишь шпинелевыми крупнозернистыми разновидностями. В данном местонахождении повышенными концентрациями Fe, Cr (F-тип) характеризуются амфиболовые "метасоматиты", в отличие от Бартоя, где этот тип представлен флогопитовыми перцолитами. Шпинели из амфиболовых перцолитов попадают в одно поле с теми, которые образовались в стеклах при взаимодействии флюида и перцолитовых минералов (см. главу III, рис. 1.9). Шпинели перцолитов, содержащих гранат, хромистее, чем в гранатвых перцолитах плиоценовых вулканов.

Хромистые вебстериты, обычно D-типа, довольно редки, вокруг них контактовые зоны обеднены пироксенами. Встречаются гигантозернистые кливажированные пироксениты с экслоационными выделениями ортопироксена и граната (см. приложение, табл. 1, обр. 315-30). В гранатвых перцолитах с порфиробластическим гранатом часто встречаются вебстеритовые прожилки. Порфиробластические монокристаллические ортопироксеновые выделения (диаметром 2 см), которые встречены в шпинелевых перцолитах, характеризуются большей глиноземистостью, чем мелкие зерна ортопироксена в основной массе.

Хромистые темно-зеленые вебстериты несколько более железисты, чем перцолиты в контакте, они образуют ветвящиеся жилы в перцолитах. В отдельных образцах они включают в себя "линзы" перцолитов, причем иногда один из прожилков вебстерита содержит гранат, а другой - нет. В таких жилах часто встречается флогопит. Они сравнительно низкотемпературны и отличаются высоким содержанием Ti, Al минералов при низкой железистости, то же отмечается и в контактовых ассоциациях, которые соответствуют A-типу, редкому для данного местонахождения и встречающемуся только среди шпинелевых перцолитов.

Гигантозернистые зеленые вебстериты железомagneзиальной группы состоят главным образом из клинопироксена, в котором наблюдаются округлые выделения ортопироксена и оливина. В данном случае это вкрапленники, образованные на магматической стадии. Вебстериты высокотемпературны ($T > 1250$ °C). Малохромистые темно-зеленые вебстериты содержат больше ортопироксена, характеризуются крупнозернистыми структурами. Редкие гранат и ортопироксен, которые встречаются уже в довольно железистых разновидностях ($f \sim 18$ %), в них обычно интерстициальные ксеноморфные, часты газовые пустоты и прожилки. Следует выделять также разновидность гигантозернистых (до 1-5 см) черных пироксенитов. Клинопироксен в них близок по составу к мегакристаллам. В них иногда встречается в минимальных количествах гранат. Они отличаются высоким содержанием Na, Ti и Fe³⁺. Редки находки существенно плагиоклаз-пироксеновых пород неясного генезиса с аксессуарным гранатом.

Миоценовые местонахождения. В вулканах и потоках этого возраста кроме лерцолитов почти нет других групп ксенолитов, за исключением редких пироксенитов. Все лерцолиты низкотемпературны, относятся к А-типу, лишь изредка встречаются высокотемпературные лерцолиты F-типа порфиробластического облика и D-лерцолиты. Наиболее низкотемпературны перидотитовые ксенолиты из нижних горизонтов миоценовой лавовой толщи, которые отличаются мелкозернистой структурой. Эти ксенолиты слегка серпентинизированы. Большинство лерцолитов А-типа обладают среднезернистыми структурами, в которых отчетливо проявлены микрожильные парагенезисы, причем пироксеновые жилки пересекают зерна оливина и просто заполняют трещины, образуя линейные вытянутые кристаллы пироксенов и шпинелей. На фоне среднезернистой основной массы выделяются округлые обособления крупного ортопироксена.

Плиоценовые лавы выносят наиболее разнообразные включения.

Гранатовые лерцолиты содержат очень мало модального пироба по сравнению с включениями вышеописанных пиробазальтов. Особенно часто гранат встречается в виде мелких (1-2 мм) зерен, в мелкозернистых вебстеритовых прожилках или обособлениях, которые пронизывают крупнозернистую оливиновую матрицу. Встречено лишь одно крупное зерно граната (0,7 мм), окруженное каймой лучистого ортопироксена. В ее внешней кайме - концентрическая оторочка прослеживается на некотором удалении. Рассеянный мелкий гранат без явной пространственной связи с пироксеном, интенсивно замещенный, встречается редко.

Форма замещения граната в ксенолитах плиоценовых лав разнообразна. Помимо описанных, отмечаются бурые зерна, слабо просветляющиеся, похожие на девитрифицированное стекло. Их состав весьма близок к гранату; в отдельных раскристаллизованных участках заметно, что агрегат состоит из сноповидного лучистого ортопироксена, розовой шпинели размером не более 10 мкм и плагиоклаза. Связанные в цепочки фарфоровидные розовые выделения с округлыми обособлениями шпинели в них обнаруживают реакционные отношения с вмещающей оливиновой матрицей, что позволяет предполагать их магматическое происхождение. В отдельных случаях внутри таких розовых цепочек встречаются вытянутые бурые стеклоподобные участки - реликты граната. В одном образце (табл. 7, обр. 17/53) удалось обнаружить и проанализировать сравнительно крупнозернистые (30-70 мкм) раскристаллизованные цветные жильные агрегаты, в строении которых участвует клинопироксен с высоким содержанием Na, что доказывает его мантийный генезис. Плавление пироба, по-видимому, происходило в условиях верхней мантии. Эти выплавки были чрезвычайно насыщены глиноземом. Не исключено, что в иных условиях (например, при миграции) подобные расплавы вновь могли продуцировать жильные ассоциации с пиробом. Если же породы выносились на поверхность непосредственно в момент протекания реакции, то образовывались глиноземистый ортопироксен (до 11 % Al_2O_3), магнезиальная шпинель, плагиоклаз, стекло. В базальтовых потсках на поверхности происходило уже дальнейшее разложение граната, поэтому в ксенолитах потока вблизи влк. Кандидушка гранат замещен интенсивнее, чем в ксенолитах вулкана.

В высокотемпературных железистых лерцолитовых псевдогранатовых ассоциациях плавлению обычно подвергнуты не только гранат, но и клинопироксен, а порода, приближается по составу к гарцбургиту (см. приложение, табл. 13, обр. 17-98). В бурых агрегатах по гранату встречаются обильные округлые выделения пироксена и оливина и мелкая сыпь шпинели. В продуктах замещения граната довольно часты крупные зерна и гнезда флюгопита, который чаще встречается в гранатовых ассоциациях. В целом можно констатировать, что гранат в описанных ассоциациях метастабилен и при протекании любого

Таблица 7. Состав минералов из образца 17/53, содержащего продукты разложения граната

| Компонент | Крупный рп | Крупный мп | Крупный ол | Шпинель | Мелкий рп в жилках | Мелкий мп в сростках | Мелкий мп | Мелкая шп | Плагиоклаз |
|--------------------------------|------------|------------|------------|---------|--------------------|----------------------|-----------|-----------|------------|
| SiO ₂ | 54,63 | 52,41 | 40,00 | 0,08 | 48,38 | 49,57 | 49,76 | 0,010 | 47,77 |
| TiO ₂ | 0,22 | 0,46 | 0,00 | 0,52 | 0,15 | 1,02 | 1,12 | 0,51 | 0,11 |
| Al ₂ O ₃ | 5,02 | 5,78 | 0,00 | 51,09 | 15,31 | 10,16 | 9,32 | 51,58 | 33,25 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,48 | 1,19 | 0,00 | 11,33 | 0,50 | 1,40 | 1,12 | 9,84 | 0,00 |
| FeO | 6,47 | 3,39 | 9,77 | 13,99 | 7,50 | 3,68 | 3,85 | 12,94 | 0,41 |
| MnO | 0,08 | 0,16 | 0,14 | 0,18 | 0,37 | 0,08 | 0,08 | 0,22 | 0,12 |
| MgO | 31,36 | 15,10 | 48,06 | 22,84 | 26,80 | 15,00 | 15,03 | 24,55 | 0,13 |
| CaO | 0,70 | 17,96 | 0,10 | 0,02 | 1,47 | 16,15 | 15,95 | 0,07 | 16,64 |
| Na ₂ O | 0,30 | 2,39 | 0,00 | 0,01 | 0,07 | 2,79 | 2,70 | 0,01 | 0,81 |
| K ₂ O | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,06 |
| Сумма... | 99,27 | 98,85 | 98,07 | 100,06 | 100,56 | 99,87 | 98,95 | 99,81 | 99,30 |
| Si | 1,902 | 1,915 | 1,000 | 0,002 | 1,680 | 1,794 | 1,816 | 0,003 | 2,199 |
| Ti | 0,006 | 0,013 | 0,000 | 0,010 | 0,004 | 0,028 | 0,031 | 0,010 | 0,004 |
| Al | 0,206 | 0,243 | 0,000 | 1,599 | 0,027 | 0,433 | 0,401 | 1,605 | 1,804 |
| Cr | 0,013 | 0,034 | 0,000 | 0,238 | 0,014 | 0,040 | 0,032 | 0,205 | 0,000 |
| Fe | 0,189 | 0,103 | 0,204 | 0,311 | 0,218 | 0,111 | 0,118 | 0,286 | 0,016 |
| Mn | 0,002 | 0,005 | 0,003 | 0,004 | 0,011 | 0,003 | 0,002 | 0,005 | 0,005 |
| Mg | 1,628 | 0,823 | 1,791 | 0,904 | 1,387 | 0,809 | 0,818 | 0,966 | 0,009 |
| Ca | 0,026 | 0,703 | 0,001 | 0,001 | 0,055 | 0,629 | 0,624 | 0,002 | 0,821 |
| Na | 0,020 | 0,169 | - | 0,000 | 0,005 | 0,196 | 0,191 | 0,000 | 0,072 |
| K | 0,001 | 0,001 | - | 0,000 | - | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,004 |
| Сумма... | 3,993 | 4,015 | 3,000 | 3,069 | 3,999 | 4,040 | 4,033 | 3,082 | 4,993 |

активного процесса разлагается. Устойчив он только в микрожилльных вебстеритовых парагенезисах.

Описанные процессы замещения граната, вероятно, в присутствии расплава имели место непосредственно перед выносом ксенолитов на поверхность.

Шпинелевые лерцолиты подразделяются на крупнозернистые D-типа. Они, как и обладающие близкими к табулярным и реакционно-прожилковым структурам лерцолиты А-типа, здесь низкотемпературны. Протогранулярные структуры характерны для лерцолитов Р-типа. F-лерцолиты наиболее высокотемпературны, к их числу относятся многие гранатовые ассоциации и большинство флогопитовых. Зависимость между структурным рисунком, температурами и составом пород, установленная нами ранее для ксенолитов Витимского плоскогорья /6/, отмечена и в других районах, в частности для ксенолитов из Центрального массива (Франция) /138/, и может отражать зональность мантийных диапиров.

В некоторых ксенолитах встречаются стекла, подобные описанным в /68, 90/. В одном образце обнаружено новообразование флогопита, ассоциирующего с такими прожилками стекла, пронизывающего породу, в которых представ-

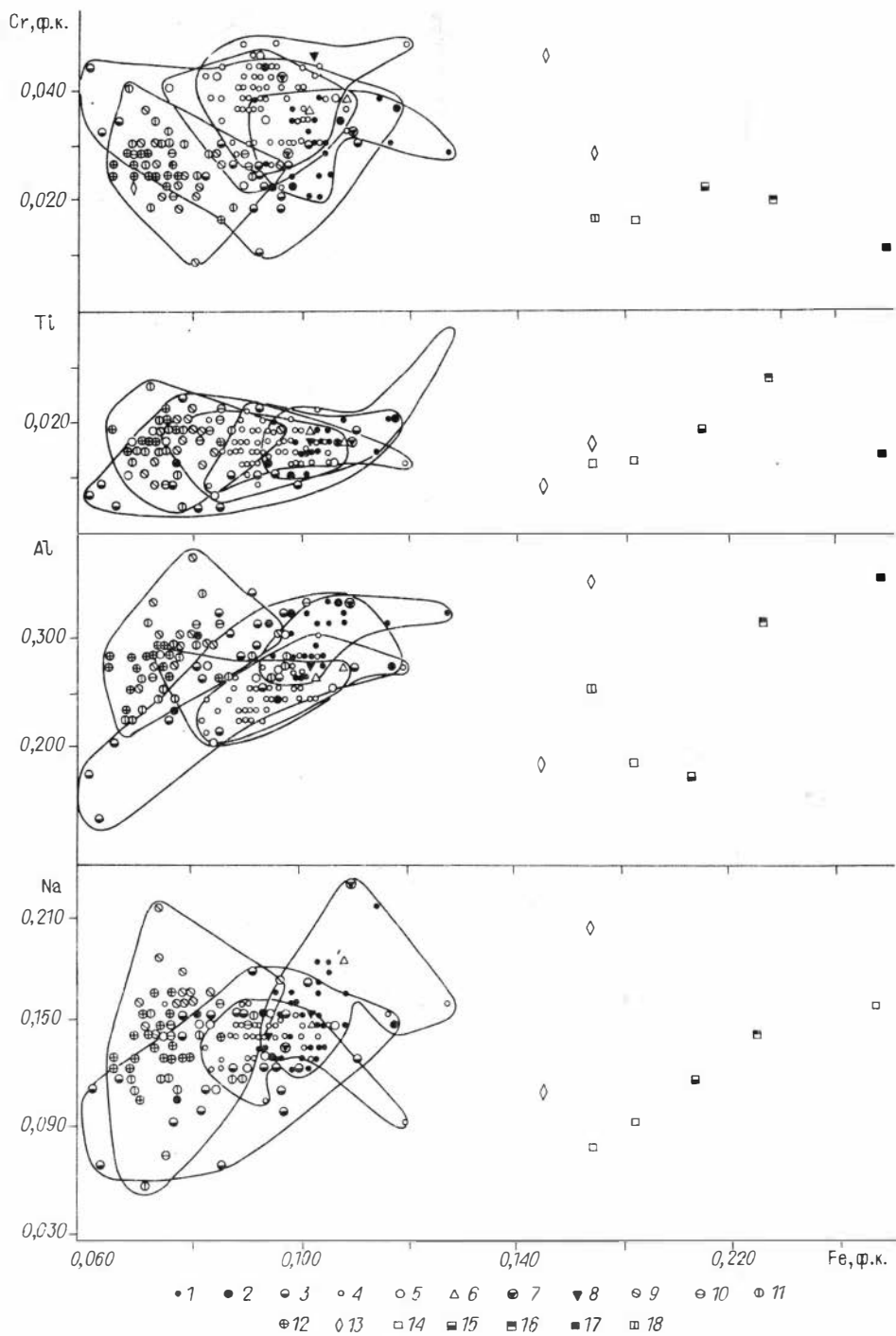


Рис. 12. Вариационная диаграмма для клинопироксенов глубинных включений Витимского плоскогорья.

Ксенолиты плюиценовых лав: 1 - гранатовые лерцолиты, 2 - шпинелевые лерцолиты из вулканов, 3 - шпинелевые лерцолиты из потока по р. Джи-

линда (Амалатская); ксенолиты олигоценовых пикробазальтов: 4 - гранатовые, 5 - шпинелевые, 6 - амфиболовые лерцолиты, 7-8 - флогопитовые лерцолиты; ксенолиты миоценовых лав: 9 - из нижней части лавового плато, 10 - из Джилиндинской впадины, 11 - из потока близ устья р. Амнунда, 12 - из юго-восточной части района; кумулятивные и реакционные породы разных местонахождений: 13 - реакционные породы, 14, 15 - железомagneзиальные вебстериты без граната (14) и с гранатом (15), 16 - черные клинопироксениты с гранатом, 17 - черные кумулаты с оливином, 18 - железомagneзиальные оливиновые вебстериты.

лен контакт крупнозернистого зеленого магнезиального пироксенита и лерцолита, относящихся к D-типу.

Зеленые хромистые шпинелевые вебстериты редки и относятся к D-типу, тогда как гранатосодержащие - к F- и P-типам.

Малохромистый вебстерит представлен единственным образцом. Он отличается от подобных ксенолитов пикробазальтов низкими температурами равновесия и проявлением субсолидусных реакций с выделением ортопироксена и граната, который замещен под действием базальтового тепла и летучих.

Черные пироксениты сложены различными сочетаниями орто- и клинопироксенов, шпинели, реже оливина, плагиоклаза. Они низкотемпературны и представляют, вероятно, верхи разреза верхней мантии.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

На вариационной диаграмме (рис. 12) составы минералов включений, связанных с базальтами различного стратиграфического уровня, образуют определенные группы. Можно утверждать, что ксенолиты олигоценовых пикробазальтов и миоценовых базальтоидов и гранатовые лерцолиты плиоценовых лав сформированы в различных условиях и, вероятно, представляют различные области мантии, в то время как шпинелевые лерцолиты последнего плиоценового этапа включают в себя все группы лерцолитовых ксенолитов предыдущих этапов, представляя гетерогенный разрез мантии, сформированный на прежних этапах. Легко убедиться, что даже в пределах одного этапа вулканической активности ксенолиты разных местонахождений несколько отличаются. Например, соседний с влк. Якша влк. Кандидушка выносит гранатовые ксенолиты, в значительной степени подверженные влиянию высокотемпературных железистых расплавов. Аналогичный вывод можно сделать о ксенолитах разных фаз извержений одного местонахождения, например между потоками вблизи влк. Кандидушка и ксенолитами, обнаруженными в шлаковом конусе. Даже в пределах одной пачки шлаков этого вулкана выделяется небольшой черный горизонт, в котором лерцолиты встречаются значительно чаще, чем в других местах. Сказанное справедливо и для ксенолитов миоценовых лав.

**ФАКТОРЫ И ПРОЦЕССЫ,
ВЛИЯЮЩИЕ НА СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ.
ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕЖДУ СОСТАВОМ ПОРОДЫ
И СОСТАВОМ МИНЕРАЛОВ**

Широкие интервалы составов минералов глубинных включений и многообразии трендов их изменения, показанные на вариационных диаграммах (см. рис. 12), предполагают и многообразие процессов, ответственных за химизм минералов. Из них наиболее важны: а) субсолидусные реакции в результате изменения интенсивных термодинамических параметров, как обменные между стабильными фазами, так и сопровождающиеся фазовыми переходами; б) взаимодействие с расплавами или флюидами вследствие диффузионных и инфильтрационных процессов в ореоле магматических систем, прямых перитектических реакций твердых и жидких фаз; в) кристаллизационные магматические процессы.

Субсолидусные реакции. Температурное влияние на состав минералов проще всего оценивать с помощью минеральных термометров, в которых обобщен экспериментальный материал и установлены зависимости K_d реакций от T и P .

Fe-Mg обмен между пироксенами существенно сказывается на конфигурации и соотношениях полей на вариационных диаграммах, поскольку разница в железистости клинопироксена при изменении температуры от 650° до 1300° C достигает 7-8 % при фиксированном $f_{pp} = 10\%$ /71/ и перекрывает интервал колебаний составов мантийных перцолитов (7-13 %). Но учитывая, что с возрастанием температуры f_{pp} уменьшается, температурное влияние на f_{kp} в этом интервале температур не должно превышать 5 %

и не может объяснить весь спектр колебаний перцолитовых пироксенов из разных групп и районов. К примеру, витимские клинопироксены из ксенолитов плиоценового и олигоценного этапов представляют один и тот же температурный интервал, но вторые в целом магнезиальнее.

Концентрация Al в минералах сильно зависит от температуры. Ортопироксен при повышении температуры становится более глиноземистым за счет перераспределения из шпинели, согласно реакции $pp + шп = Al - pp + ол$ /207, 144/, и клинопироксена, согласно данным /63/, по обменной реакции Al и Cr между пироксенами.

Перераспределение Ca-Mg между пироксенами хорошо известно /113, 128, 117, 170, 171/. В соответствии с этим направления изменения состава клинопироксенов из кумулятивных пород на пироксеновых трапциях в сторону повышения Ca отражают температурные кристаллизационные тренды (см. рис. 36, 37).

Отметим также, что низкие содержания Na в клинопироксенах из многих перцолитов повышенной железистости, вероятно, связаны с высокими температурами образования минералов при непосредственном взаимодействии с расплавами. Вероятно также, что характерные тренды совместного увеличения Fe и Na с перегибами в железистой области (см. рис. 11, 12) можно объяснить как преобразования, происходящие в контактовых зонах, где по мере приближения к магматическому каналу увеличение концентраций этих компонентов происходит диффузионным путем, а затем содержание Na резко падает, как во многих магматических пироксенах.

Вхождение Ti совместно с Na во флогопит определяется также главным образом температурным фактором /86, 108, 204/, как и Ti в амфибол.

Составы шпинелей при субсолидусных реакциях реагируют на повышение температуры увеличением магнезиального шпинелевого минала, а в гранатах повышается содержание Mg, Ca, Cr за счет Fe /150, 135/.

Давление существенно сказывается на составах шпинелей, гранатов и пироксенов. В клинопироксенах уменьшается содержание Al^{IV} и увеличивается Al^{VI} совместно с Na, в ортопироксенах падает концентрация Al при переходе от гранатовой к шпинелевой фации. С увеличением давления гранаты и шпинели становятся хромистее /98, 194, 218/, обогащаясь кнорингитовым и магнезиохромитовым миналом соответственно. Глубинные амфиболы содержат меньше Ti и больше Al, а высокотемпературные – наоборот /153/.

При появлении или исчезновении определенных фаз в ассоциации поведение других минералов изменяется. Можно привести в качестве примера многочисленные работы, в которых оценивается положение изоплет Al_2O_3 в пироксенах в равновесии с плагиоклазом, шпинелью и гранатом /70, 143, 223/. Для наших образцов можно отметить, что шпинели, ассоциирующие с гранатом, становятся железистее, а клинопироксены хромистее (см. рис. 10, 19).

Помимо давления и температуры, на состав минералов влияет и f_{O_2} .

Особенно значение этого параметра отражается на минералах, способных в больших количествах вмещать трехвалентные катионы – клинопироксенах и шпинелях, несколько менее на гранате. Действие потенциала кислорода, по-видимому, аналогично влиянию температуры, т.е. в шпинелях и клинопироксенах увеличивается содержание Fe, Cr, однако возрастание Fe происходит в гораздо большей степени за счет более низкого потенциала ионизации этого элемента.

Ряд перечислений зависимости состава минералов от T, P и f_{O_2}

можно продолжить, но здесь нужно выделить особенности, наиболее важные для анализа диаграмм, на которых выделяются те или иные группы мантийных пород. Вариации, обусловленные изменением интенсивных термодинамических параметров, хорошо видны на диаграммах состав – парагенезис для кумулятивных включений (рис. 13, 14). Разные по температурам образования парагенезисы на диаграммах (см. рис. 36, 37) имеют различный наклон коннол. Однако, рассматривая вариации состава минералов перидотитовых включений, нетрудно убедиться, что изменение концентраций элементов в парагенных минералах от ассоциации к ассоциации происходит почти параллельно, т.е. главный фактор в данном случае – изменение состава минералообразующей среды.

Субсолидусные реакции с разложением фаз в глубинных ксенолитах изученного района проявлены на примере реакции $MgAl_2SiO_6 + Mg_2SiO_4 = Mg_3Al_3[SiO_4]$ /223/, которая маркирует главную для мантийных перидотитов, встречающихся в щелочных базальтоидах, границу – шпинелевой и гранатовой субфаций в мантии.

На поведении пироксенов сказывается присутствие граната, это выразилось, например, в уменьшении глиноземистости, что неоднократно подтверждено экспериментально. По эмпирически наблюдаемым соотношениям в этих ассоциациях для пироксенов характерны повышенные содержания Mg и Cr. На состав минералов влияет, видимо, и кинетика процесса. Так, было отмечено, что вблизи реликтов гранатовых зерен пироксены становятся гораздо глиноземистее, спи-

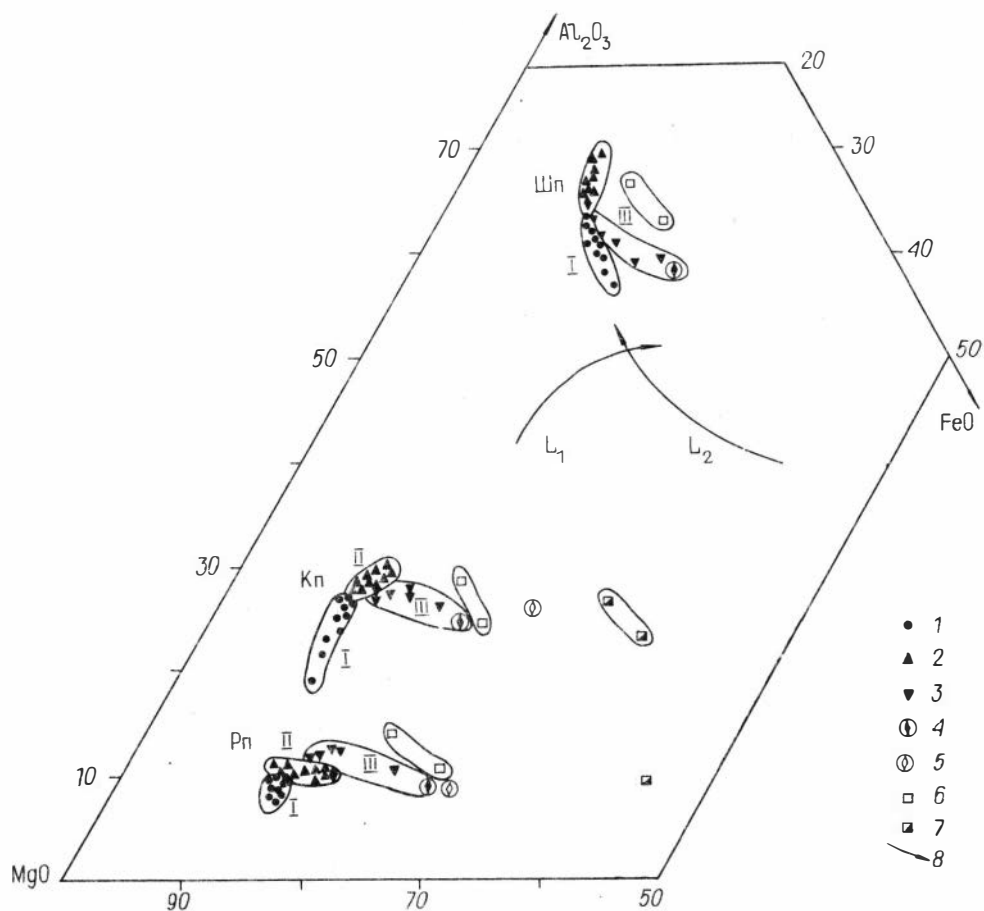


Рис. 13. Парагенетическая диаграмма различных типов ксенолитов Бартойских вулканов и состав вероятных расплавов, при взаимодействии с которыми они образовались.

1 - шпинелевые лерцолиты; 2 - шпинелевые лерцолиты с амфиболом; 3 - шпинелевые лерцолиты с флогопитом; 4 - контакты амфибол-флогопитовых жил; 5 - аполерцолиты; 6 - железомagneзиальные вебстериты; 7 - "черные" кумулаты; 8 - направление фракционирования межзерновых расплавов. I-III - группы лерцолитов.

нель обогащена $MgAl_2O_4$ миналом. О последнем можно судить по форме выделений шпинели: чем меньше размер зерен шпинели, тем выше содержание Al_1 , причем в пределах шлифа наблюдались колебания Al_2O_3 от 7 до 13 %.

Высказанное по результатам изучения нескольких ксенолитов [31] предположение, что глиноземистость шпинели должна повышаться при повышении температуры в ассоциациях, не получило подтверждения (рис. 15). Оказалось, что с падением двупироксеновых температур в ассоциациях с гранатом $Al/Al+Cr$ в шпинелях скорее растет, т.е. хромистость коррелируется лишь с глубиной [195, 218]. Видимо, двупироксеновые температуры не отражают температуры перехода гранат - шпинель. Однако температурный фактор все-таки

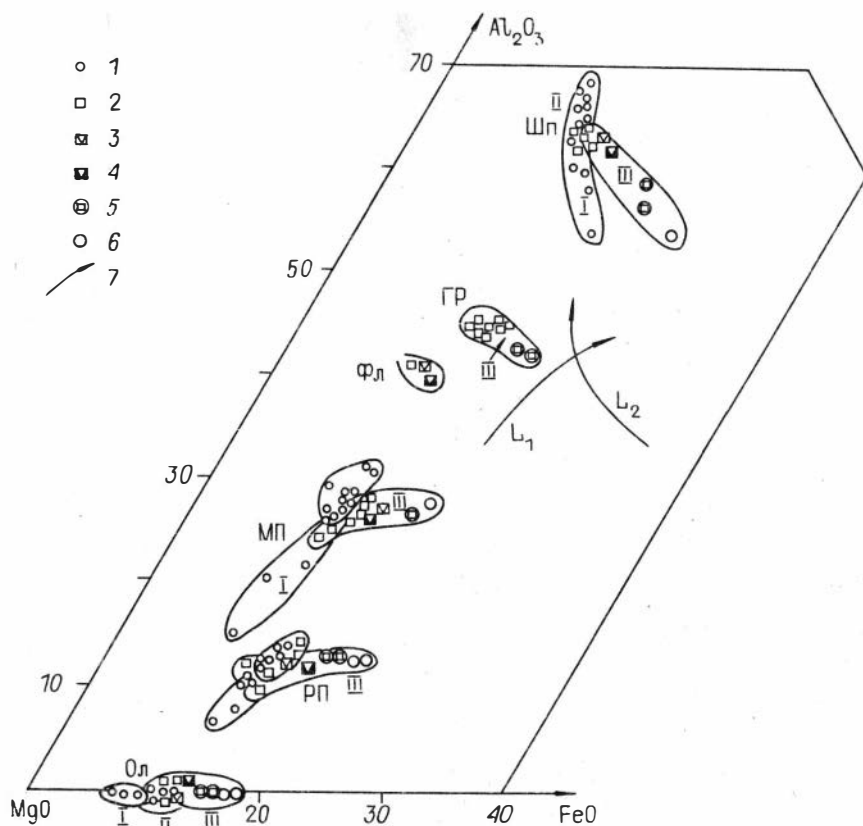


Рис. 14. Парагенетические диаграммы для плиоценовых глубинных ксенолитов Витимского плоскогорья и Джида.

Витимское плоскогорье: 1 - шпинелевые лерцолиты, 2 - пироповые лерцолиты, 3 - пироповые лерцолиты с флогопитом, 4 - флогопитовые лерцолиты с реликтами пироба; 5 - гранатовые, 6 - шпинелевые аполерцолиты; 7 - направление фракционирования межзернового расплава. I-III - группы лерцолитов.

один из главных для данной реакции, так как нарастание граната на шпинель логичнее объяснить снижением температуры, чем увеличением давления за счет погружения отдельных блоков. Другие субсолидусные реакции - появление ортопироксена и граната при распаде высокотемпературных клинопироксенов - проявлены в магнезиально-железистых вебстеритах. Пластинки распада в ортопироксенах отмечены лишь в лерцолитах Слюдянского района.

Диффузионное воздействие различного типа расплавов и флюидов можно оценить на примере образцов, содержащих пироксенитовые, как в /37/, и амфибол-флогопитовые жилы /222/, либо ксенолитов, в которых заметны следы, оставленные, обогащенными летучими расплавами, - пузыристые стекла.

Зональность вблизи жил зависит от их парагенезиса и мощности этих жил. Вокруг типичных зеленых вебстеритов зональность выражена очень слабо, скорее, она наблюдается внутри жил. Их минералы близки по составу к типичным мантийным лерцолитам, они несколько более железисты и менее хромисты, соотношение же остальных компонентов (Ti, Al, Na) варьирует (см.

Рис. 15. Зависимость двухпироксеновых температур и хромистости шпинели в гранатовых ассоциациях Витимского плоскогорья.

1 - из ксенолитов плиоценовых лав; 2 - ксенолиты из пикробазальтов,

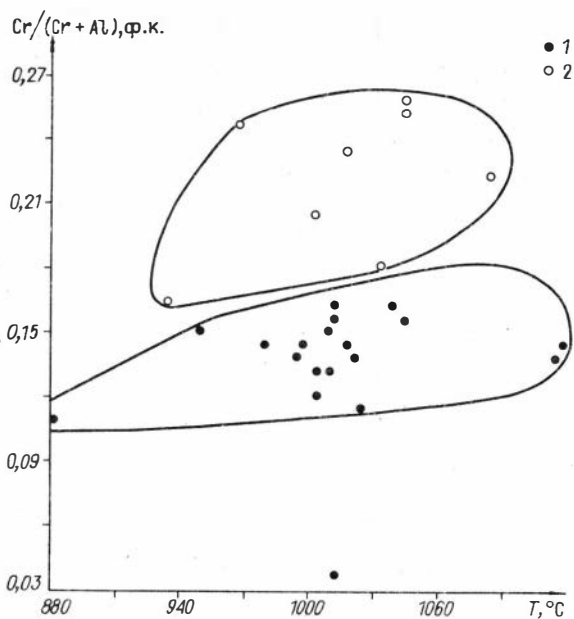


рис. 9). Надо отметить, что такие жилы можно подразделить на D-, A- и P-типы. Жилы D- типа установлены среди ксенолитов плиоценовых лав на Витимском плоскогорье. Это жилы, залегающие в низкотемпературных перидотитах D-типа в верхних горизонтах мантии этого района. Вокруг жил существуют зоны осветления, в которых меньше модалного пироксена и шпинели.

Скорее всего, они образованы на ранних стадиях при взаимодействии пород мантии и горячих расплавов. Жилы A-типа часто обогащены Ti, в них встречается слабая зональность, связанная с незначительным уменьшением Al, Ti, Na в породах при удалении от контакта. Эти жилы, видимо, отражают самые последние низкотемпературные стадии фракционирования анатектических расплавов, обогащенных летучими, Al и совместимыми элементами.

Кроме вебстеритовых жил встречаются практически во всех местонахождениях прерывистые ортопироксенитовые жилы или монокристаллические обособления ортопироксена до 1,5-2 см, окруженные оторочкой шпинелевых зерен. В этих породах минералы также богаче Al, Ti и Fe, но ответить на вопрос об их происхождении не представляется возможным.

Зональность на контакте с породами амфибол-флогопитовых жил более контрастна, но обычно не слишком выдержана и затухает в пределах 4-6 см.

Для ортопироксенита из некра р. Сухая (Хамар-Дабан) контактовая зона должна быть значительно шире (в пределах 2 см падение железистости незаметно), что связано с высокими температурами образования ортопироксенов.

Этот образец представляет собой включение шириной 5 см, одна сторона которого (2 см) сложена мелкозернистым лерцолитом. С ним контактирует гигантозернистый (в пределах образца практически монокристаллический) ортопироксен шириной 2,5 см, в котором отмечают редкие вростки клинопироксена, затем следует клинопироксенитовая зона (~0,5 см). Поперек контакта на микрозоне исследовано 11 точек, где совместно присутствовали ортопироксен, клинопироксен и, по возможности, оливин. Отмечено снижение железистости минералов от 18 % в клинопироксените до 13 % в лерцолите (рис. 16). В клинопироксенах в этом направлении закономерно снижалось содержание Al, Na, Ti и повышалось Ca, а в ортопироксенах повышалось содержание Mg, а Ca, Ti, Al падало. Такое поведение пироксенов предполагает падение температуры в сторону контакта. На концентрационных кривых

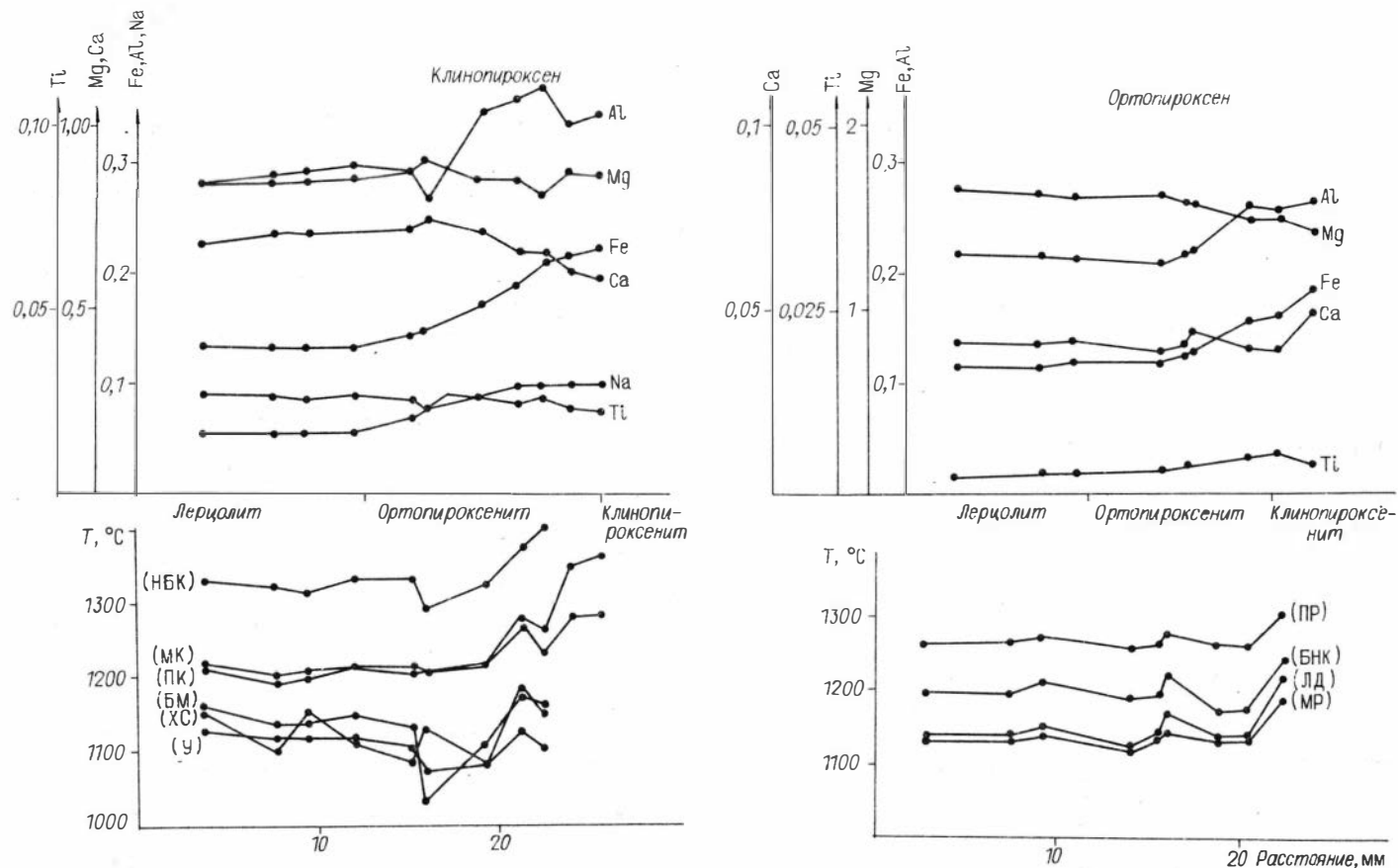


Рис. 16. Результаты профилирования ксенолита с контактовой зоной пироксенита и лерцолита. Хамар-Дабан, Слюдянский р-он, р. Сухая.

существуют пологие перегибы, свидетельствующие о диффузионном характере взаимодействия расплава, из которого образовался пироксенит, и магнетитовых перцолитов. Вблизи контакта отмечаются изменения, которые выражены главным образом в увеличении концентраций Са как орто-, так и клинопироксена, видимо, за счет реликтового зерна перцолитового клинопироксена, т.е. ортопироксенит образовался, скорее всего, при замещении вмещающей породы.

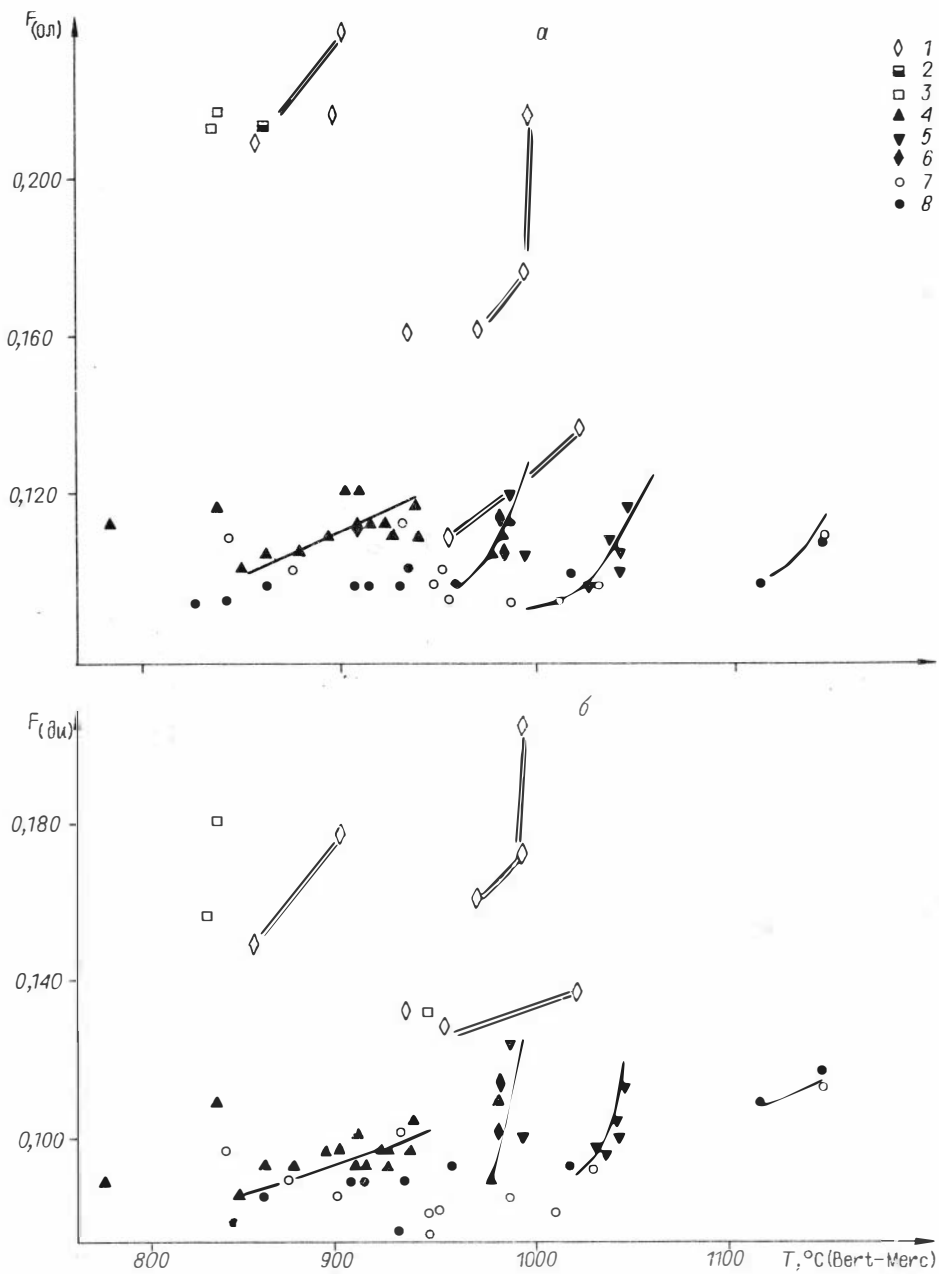
С помощью ряда минеральных термометров просчитаны температуры контакта, равные ~ 1150 °С (по наиболее достоверным оценкам термометров П. Уэллса /219/) и 1170 °С (по Ф. Бертрану и Дж. Мерси /113/). Лишь в непосредственной близости от клинопироксенитовой зоны отмечен резкий рост температуры до 1220 °С и выше по всем термометрам, в том числе и Na-термометру Р. Хервига и Д. Смита /153/ (см. рис. 16).

Температура на контакте в основном и определяет ширину контактовой зоны вблизи жил. Во внутренней части изученной ортопироксенитовой жилы зональность более контрастная, наблюдается падение железистости от 18 до 13 % на расстоянии 2 см. Это свидетельствует о взаимном характере диффузии на контакте и о том, что жилы образовались в трещинках, где не происходило существенной циркуляции расплава. Контакты пироксенитовых жил не слишком резкие, наблюдаются затеки по межзерновому пространству в перцолитовый субстрат, что позволяет предполагать импрегнацию расплава.

Контакты амфибол-флогопитовых жил часто резкие, но встречаются и жилки неправильной, ветвящейся формы. Иногда наблюдаются прерывистые полиминеральные жилы, пронизывающие участками все межзерновое пространство породы. В этом случае можно предполагать импрегнацию породы особым водонасыщенным расплавом (на конечных стадиях дифференциации базальтового расплава) или метасоматоз. Первое более вероятно, так как флюидных включений и газовых пустот в породах такого типа обычно не отмечается. Перидотитовые породы существенно амфибол-флогопитового состава, описанные как аполерцолиты /65/, возникли, видимо, именно при внедрении в межзерновое пространство насыщенного летучими расплава.

Многие особенности состава минералов бартойских включений могут объясняться влиянием расплавов. Подтверждением реакционного происхождения флогопитовых и амфиболовых перцолитов является совместный быстрый рост железистости минералов и температур (рис. 17). Эти диаграммы несколько отличаются для пироксена и славина. Рост железистости пироксенов при увеличении температуры опережает таковой оливинов и может быть объяснен только повышением вхождения Fe^{3+} в пироксены при повышении f_{O_2} , так как

в присутствии расплава должно наблюдаться перераспределение Fe^{2+} из оливина в пироксен. Все эти особенности можно объяснить лишь взаимодействием температурно и химически неравновесного с перцолитовым субстратом расплава или флюида. Судя по диаграммам, на Барто существовало четыре типа или области взаимодействия: высокотемпературная ($T > 1140$ °С) без новообразований водосодержащих минералов и существенного повышения температуры, затем высокотемпературная (до 1060 °С) с образованием флогопита. Следующая группа - амфибол-флогопитовая ($T=950-1000$ °С). Амфиболовые перцолиты четвертой группы могли быть образованы с участием флюида или мало-железистых расплавов, так как существенного повышения железистости в этом случае не происходит, однако в целом она выше, чем у "фоновых" перцолитов. Первые три типа, вероятно, были образованы с участием трех разных порций расплавов; это должны были быть целые зоны проработки, расположенные на достаточном удалении от крупных магматических жил, поскольку в пределах амфиболовых и флогопитовых перцолитов контрастной зональности



не обнаружено, между тем как вблизи непосредственно наблюдаемых контактов с амфиболовыми и флогопитовыми жилами железистость минералов и контрастность зональности существенно выше.

Петрографические наблюдения показывают, что процесс просачивания межзерновых расплавов характерен для многих обычных лерцолитов, особенно А-типа, однако в большинстве ксенолитов он не подчеркнут присутствием водосодержащих фаз, а состав минералов в интерстициях и прожилках практически не отличим от состава более крупнозернистой матрицы. В лерцолитах А-

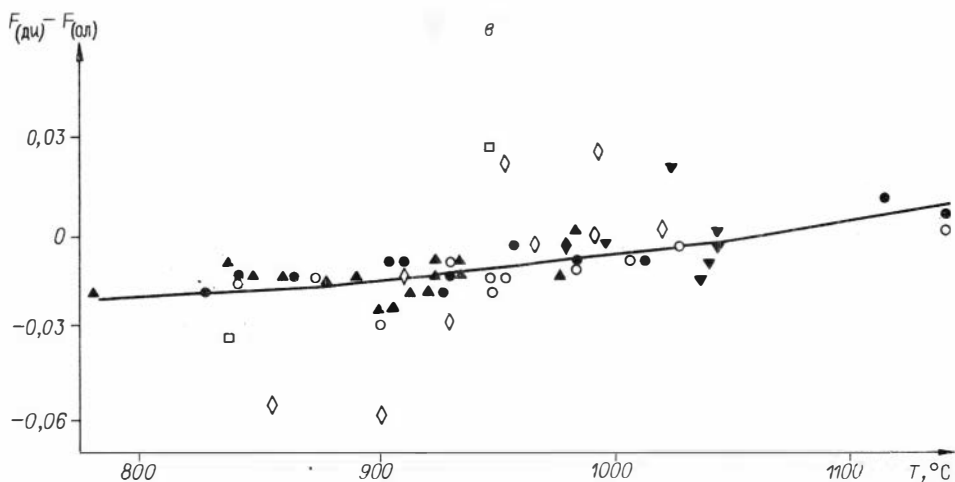


Рис. 17. Зависимость двухпироксеновых температур и железистости минералов для ксенолитов Бартойских вулканов.

а - для оливина, б - для диопсида, в - для разности $f_{Di} - f_{ол}$.

Реакционные породы: 1 - ассоциации в контактах с амфибол-флогопитовыми жилами, 2 - аполерцолиты, 3 - железомagneзиальные вебстериты; реакционные лерцолиты: 4 - амфиболовые, 5 - флогопитовые, 6 - амфибол-флогопитовые; "сухие" лерцолиты: 7 - из потока, 8 - из вулканов. Двойными линиями соединены ассоциации из одних и тех же ксенолитов, одинарными показаны предполагаемые тренды.

типа подобные прожилки не всегда похожи на реакционные. Они иногда выглядят скорее как жилы выполнения, образовавшиеся при полной кристаллизации расплава на низкотемпературной стадии. Процесс реакционного просачивания расплавов с изменением РТ-параметров получил название паратексиса [28]. Изменение состава минералов при этом процессе можно проиллюстрировать на экспериментальном материале Т. Фуджи и К. Скарфа [140] (рис. 18), которые показали изменение валового состава расплава, равновесного с мантийными перидотитами, а также химизма шпинелей при температурах, сменяющихся в интервале 1240-1340 °С. Доказательством реальности паратексиса служит тот факт, что тренды изменения составов минералов на диаграммах состав - парагенезис для ксенолитов плиоценового этапа (см. рис. 13, 14) отвечают траекториям изменения состава расплавов в экспериментах названных авторов.

Железистая ветвь изменения состава минералов мантийных перидотитов совпадает с направлением дифференциации базальтовых магм Бартойских вулканов. Последний тренд невозможно подтвердить экспериментальными данными и расчетами, так как расчетами моделируются лишь малоглубинные кристаллизационные процессы. Простая прикидка показывает, что он вполне мог быть кристаллизационным за счет отделения главным образом магнeзиального клин-пироксена.

Еще труднее рассчитать, каким образом изменяется состав базальтового расплава, импрегнирующего лерцолитовый субстрат по мере его продвижения по межзерновому пространству. Хотя несомненно, что он будет становиться магнeзиальнее за счет диффузионного обмена.

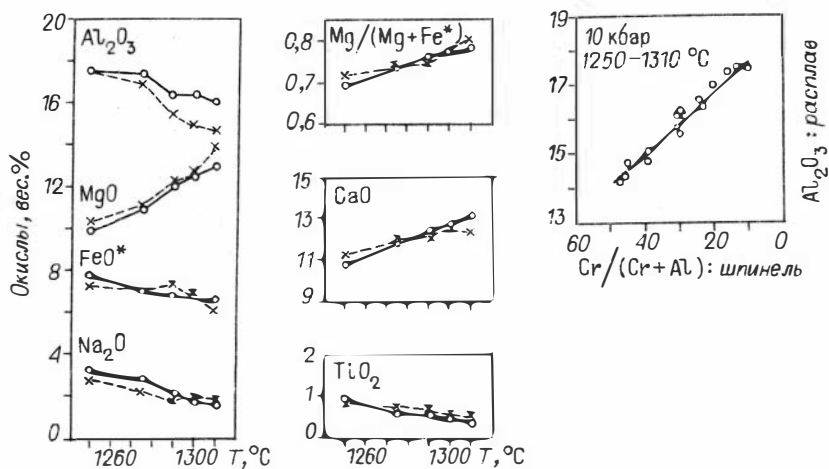


Рис. 18. Данные экспериментов Т. Фуджи и К. Скарфа о вариациях составов расплавов, сосуществующих с мантийными перидотитами в зависимости от температуры. В шпинели увеличивается $Al/(Al+Cr)$ при снижении температуры и увеличении глиноземистости расплава.

В присутствии расплава, выступающего как самостоятельная фаза, изменяется и зависимость состава минералов от температуры. Так, клинопироксен становится более железистым, чем ортопироксен при понижении температуры (в субсолидных условиях — наоборот /71/) /15/, а оливин магнезиальнее, чем оба пироксена. Таким образом, есть возможность выявить ассоциации образовавшиеся в присутствии расплава, что мы и попытались сделать по соотношению дупироксеновых температур и разницы $T_{ол} - T_{ди}$ (рис. 17). На диаграмме резко выделяются лишь аполерцолитовые породы и контактовые ассоциации, которые, как и предполагалось ранее, образовались в результате импрегнации расплавом. В таком случае для остальных пород приходится предполагать уже субсолидные превращения, сопровождавшиеся перераспределением Fe-Mg.

Заметим, что шпинели при повышении температуры в присутствии расплава становятся более хромистыми /140/, а в субсолидных реакциях — более глиноземистыми /201/. В целом в присутствии расплава изменение состава минералов коррелируется с изменением состава сосуществующей жидкости.

Метасоматоз в большинстве работ предполагается как основная причина изменения состава минералов /126, 129, 134/. В зарубежной литературе под термином "метасоматоз" обычно понимаются вообще все изменения, происходящие в мантийных лерцолитах, часто упоминается метасоматоз без изменения петрографического состава породы /199, 147/. В отечественных работах под метасоматозом принято понимать реакции с флюидом.

Следы присутствия флюидной фазы в мантийных ксенолитах обнаруживаются далеко не во всех примерах "метасоматизированных" мантийных пород, хотя находки флюидных включений в них описаны тоже /92, 199/. В качестве признака флюидного, точнее, расплавно-флюидного воздействия, могут рассматриваться пузыристые стекла, содержащиеся в некоторых лерцолитовых породах. В изученных ксенолитах они были обнаружены среди включений лав Витимского плоскогорья и на Бартое, что уже отмечалось в предыдущей гла-

ве. Эти стекла не являются чем-то необычным и часто видны в шлифах. С ними определенно связаны некоторые изменения, причем разного характера. В одних случаях это метасоматическое преобразование с появлением амфибола, как в некоторых бартойских ксенолитах и описанных ранее в других районах /90/. В других бартойских шлифах, наоборот, наблюдается плавление амфибола. В третьих, несомненно, имеют место затеки базальтового расплава, как в /142/. В четвертых можно предполагать плавление с участием летучих, как уже описано, в том числе для ксенолитов из лав Байкальского рифта /90, 68/.

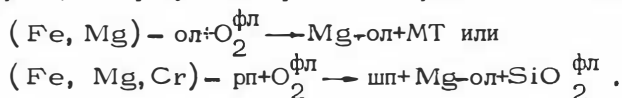
Были проанализированы минералы из двух образцов шпинелевых лерцолитов, содержащих стекла (табл. 8, 9). Один из лерцолитов (обр. 17/1) по содержанию Al в пироксенах и Cr в шпинелях относится к деплетированному D-типу, хотя клинопироксен обогащен Na; температуры, полученные для крупных неизмененных зерен с использованием ряда термометров, определены вблизи 800 °С. Стекло в этом образце присутствует в интерстиции вблизи диопсидовых подплавленных зубчатых зерен. Оно содержит мелкие закалочные кристаллы диопсида с довольно низким содержанием Na, который почти весь рассчитывается на эгириновый минал, оливин, более магнезиальный, чем в крупных зернах, и шпинель, обогащенную хромом в 2 раза больше по сравнению с хром-пикотитом из основной массы лерцолита. Стекло содержит мелкие газовые пузырьки. Распределение закалочных кристаллов в стеклах неравномерно: вблизи диопсида они обогащены диопсидовыми кристаллами, шпинель возникает на контакте с оливином. Крупные шпинелевые зерна в ксенолите по краям темнеют, обогащаясь хромитовым миналом.

Другой ксенолит (см. табл. 9, обр. 302/17) представлен высокотемпературным ксенолитом F-типа (двупироксеновые температуры ~1100 °С). Стекла в нем более пузыристые, встречаются крупные (до 1-3 мм) пустоты и цепочки между зернами, а также каналы, заполненные поочередно стеклом и газовыми пузырьками. Стекло встречается как в интерстициях, так и пересекает крупные оливиновые зерна по трещинкам. Составы закалочных кристаллов аналогичны таковым в описанном выше образце, только здесь присутствуют два типа мелких кристаллов диопсида в стекле. Один реликтовый, неправильной формы, недоплавленный, с высоким содержанием Na и Cr, а другой - удлиненный, богатый Са-чермакитом, малонатровый. Мелкая шпинель изометричной формы несколько менее обогащена хромитовым миналом, чем в предыдущем образце. Стекло в ксенолите, образуя прерывистые цепочки, вероятно, связано с базальтовым расплавом. Предположение, что это просто затеки, проблематично, так как железистость по мере углубления его в ксенолит падает очень резко. В пределах 3-5 мм содержание FeO падает на 3-5 вес. %. И все же соотношение щелочей и общая титанистость стекол в базальтах и ксенолитах близки для одного и того же образца, но для двух разных образцов они отличаются. Это связано с различной степенью раскристаллизованности базальтов в каждом случае. В обр. 17/1 во вмещающем базальте выкристаллизовались лишь оливин и титаномагнетит, заметные во вкрапленниках, а в обр. 302/1 еще и клинопироксен и плагиоклаз. Такие закономерности позволяют считать стекла в ксенолитах продуктами плавления ксенолитов под действием летучих, отделившихся от базальтового расплава. Флюидное воздействие в непосредственной близости с базальтовыми жидкостями наиболее вероятно по сравнению с другими моделями. Есть даже основание считать, что оно началось в мантии, так как в оливиновом субстрате присутствуют довольно крупные газовые пустоты (2-3 мм), а Mg, Si (оливин) хорошо растворяются лишь при мантийных давлениях /208/. При захвате ксенолитов и подъеме флюид активно взаимодействовал с базальтовым расплавом.

Таблица 8. Состав минералов из включений, содержащих стекла (обр. 17/1)

| Компонент | Крупный энстатит | Крупный диопсид | Крупный оливин | Крупная шпинель | Мелкий диопсид | Мелкий оливин | Мелкий оливин | Мелкая шпинель | Стекло в перцолитах в интерстиции | Стекло в базальте в контакте с перцолитом | Стекло базальтовое | Стекло базальтовое |
|--------------------------------|------------------|-----------------|----------------|-----------------|----------------|---------------|---------------|----------------|-----------------------------------|---|--------------------|--------------------|
| SiO ₂ | 56,61 | 54,82 | 40,81 | 0,76 | 50,54 | 41,09 | 41,04 | 1,49 | 55,76 | 52,82 | 52,55 | 53,46 |
| TiO ₂ | 0,11 | 0,18 | 0,00 | 0,12 | 0,42 | 0,02 | 0,00 | 0,21 | 0,64 | 0,09 | 0,71 | 0,60 |
| Al ₂ O ₃ | 3,04 | 4,58 | 0,00 | 45,54 | 4,13 | 0,13 | 0,09 | 20,08 | 17,65 | 16,33 | 15,55 | 16,4 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,33 | 2,12 | 0,00 | 20,50 | 2,98 | 0,09 | 0,08 | 45,85 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| FeO | 6,50 | 2,76 | 9,38 | 13,41 | 2,06 | 6,99 | 7,20 | 16,34 | 4,21 | 10,08 | 10,34 | 9,93 |
| MnO | 0,15 | 0,11 | 0,16 | 0,22 | 0,07 | 0,11 | 0,18 | 0,46 | 0,06 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| MgO | 33,99 | 15,23 | 48,99 | 18,33 | 15,77 | 51,06 | 49,27 | 14,12 | 6,82 | 3,11 | 3,07 | 2,31 |
| CaO | 0,31 | 18,11 | 0,07 | 0,00 | 22,60 | 0,28 | 0,29 | 0,00 | 9,54 | 9,15 | 9,12 | 10,15 |
| Na ₂ O | 0,09 | 2,60 | 0,00 | 0,00 | 0,65 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 4,49 | 3,79 | 4,07 | 4,04 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 1,68 | 1,26 | 1,69 | 1,79 |
| Сумма... | 100,13 | 99,87 | 99,41 | 98,88 | 99,53 | 99,77 | 98,15 | 98,55 | 100,9 | 96,64 | 96,11 | 98,74 |

Кристаллизация стекла в ксенолите произошла уже на поверхности, так что микролиты диопсида вряд ли имеют отношение к мантийным процессам, хотя точно такие же изменения в ксенолитах описаны как плавление в мантии /68, 90/, причем считается, что состав расплава и минералов соответствует именно мантийным условиям, что проблематично. Содержание жадеита в пироксенах из стекол для мантийных условий слишком мало. Отсутствие плагиоклаза в стеклах объясняется низкой степенью раскристаллизации. Оценка температур и последовательности кристаллизации из стекло такого состава по компьютерным программам /100, 188/ показывает, что из расплава первым действительно должен кристаллизоваться клинопироксен при температуре 1120 °С. Оливины и шпинели в стекле возникли, вероятно, не как ликвидусные фазы, а в результате реакции с флюидом. Согласно реакциям



Описанные процессы в ксенолитах дают основания для некоторых выводов. Во-первых, возможно сосуществование перидотитов с довольно кислыми расплавами в мантии, так как стекла часто содержат до 55 % SiO₂ и даже больше. Во-вторых, существенного обогащения железом при флюидном воздействии на минералы лерцолита не зафиксировано. Видимо, промежуток времени для воздействия был не слишком велик, успел измениться лишь состав краевых частей крупных зерен шпинели, которые обогатились FeCr₂O₄ и FeFe₂O₄.

Подобный состав имеет и мелкая шпинель в стекле. Надо заметить, что такие обогащенные окисным железом и хромом шпинели характерны для амфиболовых лерцолитов из пикробазальтов Витимского плоскогорья. Амфибол в них образовался, вероятно, также в процессе метасоматоза.

Критериями для выяснения магматического или метасоматического генезиса преобразований мантийных пород лерцолитовой группы могут служить следующие признаки. В породах, подвергнутых воздействию флюида, не должно быть контрастной зональности концентраций Fe в пределах ксенолита. Амфибол должен реакционно замещать шпинель или ортопироксен в процессе субзональных химических реакций гидротации, а не образовывать прожилки совместно с другими минералами. В то же время мономинеральность прожилков свидетельствует скорее в пользу метасоматоза. Кроме того, метасоматоз вряд ли способен вызвать серьезное увеличение железистости минералов перидотитов, так как в глубинных флюидах лучше всего растворены щелочи, кремний и магний. Шпинели, которые образовались в амфиболовых лерцолитах под действием окисленного флюида, отделившегося от базальтовых расплавов, должны содержать больше Fe и Cr.

Существуют также геохимические признаки, которые были сформулированы в ряде работ /129, 205/. Из макрокомпонентов наиболее важен Ti, в большей степени свойственный магматическому расплаву, чем флюиду. Низкое K/Ti отношение считается главным показателем формирования минералов из расплава. Флюиду присуща, скорее, калиевая, чем натровая специализация, так как Na расходуется при кристаллизации еще на магматической стадии. Прямым доказательством кристаллизации из флюида является присутствие первичных флюидных включений, хотя такие минералы могли кристаллизоваться и из гетерогенной флюидорасплавной системы.

Петрографическими признаками кристаллизации с учетом флюида должны быть реакционные отношения водосодержащих минералов с минералами, по которым они образуются. В то же время ассоциации, сформировавшиеся из расплавов, слагают взаимосвязанные агрегаты, в которых состав минералов от-

Таблица 9. Состав минералов из включений, содержащих стекла (обр. ...)

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| SiO ₂ | 54,20 | 51,79 | 40,71 | 0,30 | 51,54 | 44,39 | 0,63 |
| TiO ₂ | 0,13 | 0,92 | 0,00 | 0,30 | 1,31 | 5,31 | 1,41 |
| Al ₂ O ₃ | 4,52 | 5,74 | 0,07 | 51,36 | 6,32 | 10,15 | 38,58 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,47 | 1,46 | 0,02 | 12,88 | 2,04 | 0,14 | 26,62 |
| FeO | 6,60 | 3,00 | 10,14 | 13,59 | 3,28 | 3,60 | 16,36 |
| MnO | 0,12 | 0,08 | 0,01 | 0,17 | 0,04 | 0,10 | 0,12 |
| MgO | 31,55 | 16,45 | 48,17 | 20,06 | 16,64 | 12,66 | 15,85 |
| CaO | 0,83 | 19,19 | 0,09 | 0,05 | 18,39 | 22,32 | 0,09 |
| Na ₂ O | 0,27 | 0,99 | 0,07 | 0,00 | 1,27 | 0,53 | 0,00 |
| K ₂ O | 0,03 | 0,01 | 0,04 | 0,00 | 0,04 | 0,31 | 0,00 |
| Сумма... | 98,72 | 99,56 | 99,32 | 98,71 | 100,82 | 99,51 | 99,66 |

Примечание. 1 - крупный энстатит, 2 крупный диопсид, 3 - крупный оливин, 4 - крупная шпинель, 5 - реликты диопсида в стекле, 6 - закалочный диопсид в стекле, 7 - шпинель в стекле в ксенолите, 8 - стекло в ксенолите в интерстициях, 9-10 - стекло в трещинах в оливине, 11 - шпинель на контакте с базальтовым стеклом, 12 - ортопироксен крупный в контакте с базальтовым стеклом, 13 - оливин за счет инконгруэнтного плавления на контакте с базальтовым стеклом, 14 - стекло там же, 15 - базальтовое стекло.

вечает составу расплава. Показательны в этом отношении шпинели. Высокомagneзиальные глиноземистые шпинели из лерцолитов А-типа дают в ряде случаев высокие температуры при расчете по субсолидным оливин-шпинелевым термометрам, что никак не согласуется с низкими двупироксеновыми температурами для тех же ассоциаций. Химизм шпинелей слабо изменяется в процессе субсолидных превращений в силу низкой подвижности Al и Cr, т.е. шпинели отражают условия кристаллизации на магматической стадии. Вероятнее всего, что шпинели в лерцолитах А-типа кристаллизовались из низкотемпературного расплава, так как пироксены в таких ассоциациях также аномально глиноземисты.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВАРИАЦИОННЫХ ДИАГРАММ

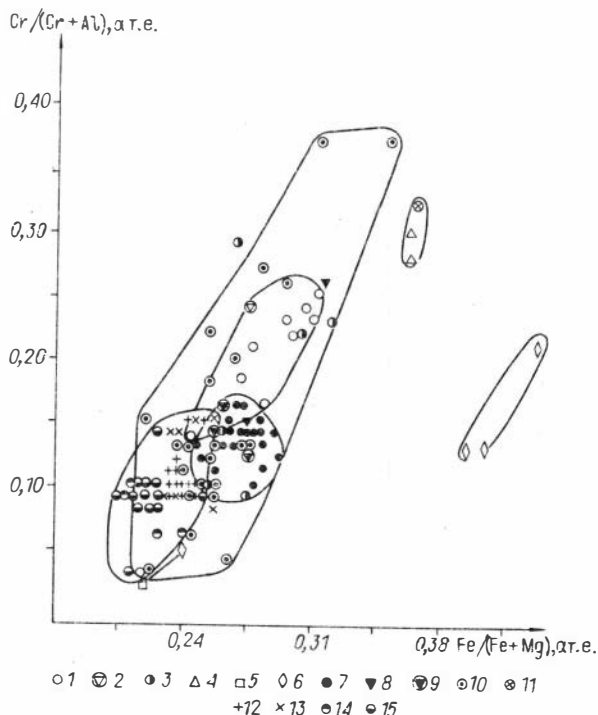
Составы шпинелей представлены на диаграммах $Fe/(Fe+Mg)$ и $Cr/(Cr+Al)$ (рис. 19, 20). Среди шпинелей глубинных ксенолитов Витимского плоскогорья наиболее глиноземисты шпинели, обнаруженные во включениях базальтов миоценовых лавовых плато. Такие же шпинели встречаются в позднемиоценовых - верхнеплиоценовых включениях Хамар-Дабана, причем наиболее глиноземистые разности обнаружены в "анатектических" вебстеритовых жилах. В эту же группу попадают шпинели из амфиболовых лерцолитов Бартоя. Хромистые шпинели обнаружены лишь в наиболее глубинных

| 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|-------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|
| 57,95 | 61,71 | 56,76 | 0,38 | 54,64 | 38,95 | 51,11 | 50,00 |
| 1,83 | 1,37 | 2,96 | 6,08 | 0,17 | 0,05 | 2,22 | 2,94 |
| 17,79 | 20,51 | 17,99 | 18,49 | 4,68 | 0,16 | 15,97 | 14,93 |
| 0,00 | 0,00 | 0,07 | 27,81 | 0,46 | 0,03 | 0,00 | 0,00 |
| 2,99 | 2,75 | 3,35 | 37,86 | 6,85 | 15,93 | 9,76 | 14,02 |
| 0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,22 | 0,11 | 0,00 | 0,11 | 0,11 |
| 2,91 | 2,27 | 3,01 | 9,77 | 32,12 | 44,30 | 2,98 | 4,62 |
| 6,39 | 4,46 | 6,36 | 0,06 | 0,83 | 0,26 | 8,78 | 8,12 |
| 4,47 | 1,90 | 4,21 | 0,00 | 0,29 | 0,13 | 3,37 | 2,14 |
| 5,10 | 4,00 | 5,89 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 4,67 | 3,73 |
| 99,51 | 99,02 | 101,15 | 100,67 | 100,16 | 99,81 | 98,96 | 100,61 |

гранатовых лерцолитах, олигоценых пикробазальтах Витимского плоскогорья, а также в ксенолитах шпинелевых лерцолитов D-типа из разных районов, причем последние даже более хромисты ($Cr/(Cr+Al)$ до 0,4). Если они формировались из расплава, то последний должен был иметь температуры выше

Рис. 19. Состав шпинелей из ксенолитов Витимского плоскогорья.

Ксенолиты пикробазальтов: 1 - гранатовые лерцолиты, 2 - гранат-флогопитовые лерцолиты, 3 - шпинелевые лерцолиты, 4 - амфиболовые лерцолиты, 5 - "анатектический" вебстерит и лерцолит в контакте, 6 - железомagneзиальные вебстериты; ксенолиты из плиоценовых базальтов: 7 - гранатовые лерцолиты, 8 - флогопитовые лерцолиты, 9 - гранат-флогопитовые лерцолиты, 10 - шпинелевые лерцолиты; ксенолиты из миоценовых базальтов: 11-13 - из позднемиоценовых вулканов и потоков, 14, 15 - из нижних потоков миоценовой лавовой толщи.



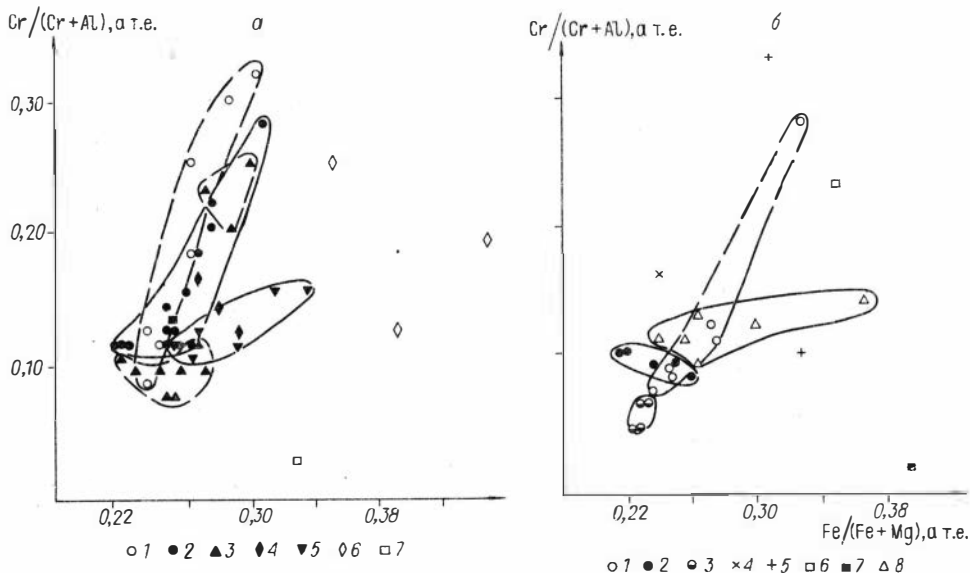


Рис. 20. Вариации составов шпинелей из ксенолитов баротского местонахождения (а) и Хамар-Дабана (б).

а - шпинели из лерцолитов: 1 - "сухие" баротского потока; шпинели лерцолитов из вулканов: 2 - "сухие", 3 - амфиболовые, 4 - амфибол-флогопитовые, 5 - флогопитовые; 6 - из контактовых ассоциаций; 7 - из железомagneзиального вебстерита.

б - шпинели из лерцолитов: 1 - влк. Тумусунский, 2 - Маргасанской сопки, 3 - из базальных потоков; 4 - "северный", 5 - "южный", 6 - "синий" горизонты из лавовой толщи; 7 - кумулат из лавовой толщи; 8 - Слюдянское местонахождение.

1300 °С, что для шпинелевой фации мантии достижимо лишь в океанических районах. В общем, шпинели из D-лерцолитов не дотягивают до типичных хромитов из офиолитовых перидотитов, которые характеризуются хромистостью 0,4-0,8 /29/. При этом надо учесть, что типичные офиолиты представляют островодужный и малоглубинный тип мантии, в которой велика роль воды, выступающей как мощный окислитель, что при тех же температурах приводит к образованию шпинелидов с повышенной хромистостью.

Сдвиг в железистую область характерен для гранатовых лерцолитов из плюиценовых лав Витимского плоскогорья, которые большей частью относятся к F-типу. Еще более высокая общая железистость характерна для амфиболовых лерцолитов из пикробазальтов и далее для различных контактовых ассоциаций с различного типа мантийными жильными породами. Этот сдвиг определяется главным образом вхождением Fe^{3+} в структуру шпинели.

В хамар-дабанских шпинелях железистый тренд связан с взаимодействием с базальтовым расплавом (из нека на р. Сухая). Характерно, что и лерцолиты влк. Тумусунский содержат шпинели, которые несколько отклоняются в железистую область. Если вспомнить, что в этих же породах железистость минералов растет совместно с двупироксеновыми температурами, можно предположить, что они также были подвержены влиянию базальтового расплава.

Рис. 21. Вариационная диаграмма для амфиболов из ксенолитов Байкальской рифтовой зоны.

1 - из ксенолитов витимских пикробазальтов; из ксенолитов Бартойских вулканов; 2 - амфиболовый лерцолит, 3 - амфибол-флогопитовый лерцолит, 4 - амфибол-флогопитовые жилы, 5 - аполерцолиты, 6 - наложенный амфибол в железомagneзиальном клинопироксене, 7 - интерстициальный амфибол в гранатовом клинопироксене, 8 - мегакристаллы; 9 - из включений базальтов Германии.

Среди бартойских включений наиболее железисты шпинели из флогопитовых лерцолитов. Они, видимо, были сформированы при участии наиболее дифференцированных порций базальтовых магм. Амфиболовые лерцолиты помимо глиноземистых шпинелей содержат еще и повышенной хромистости шпинелиды.

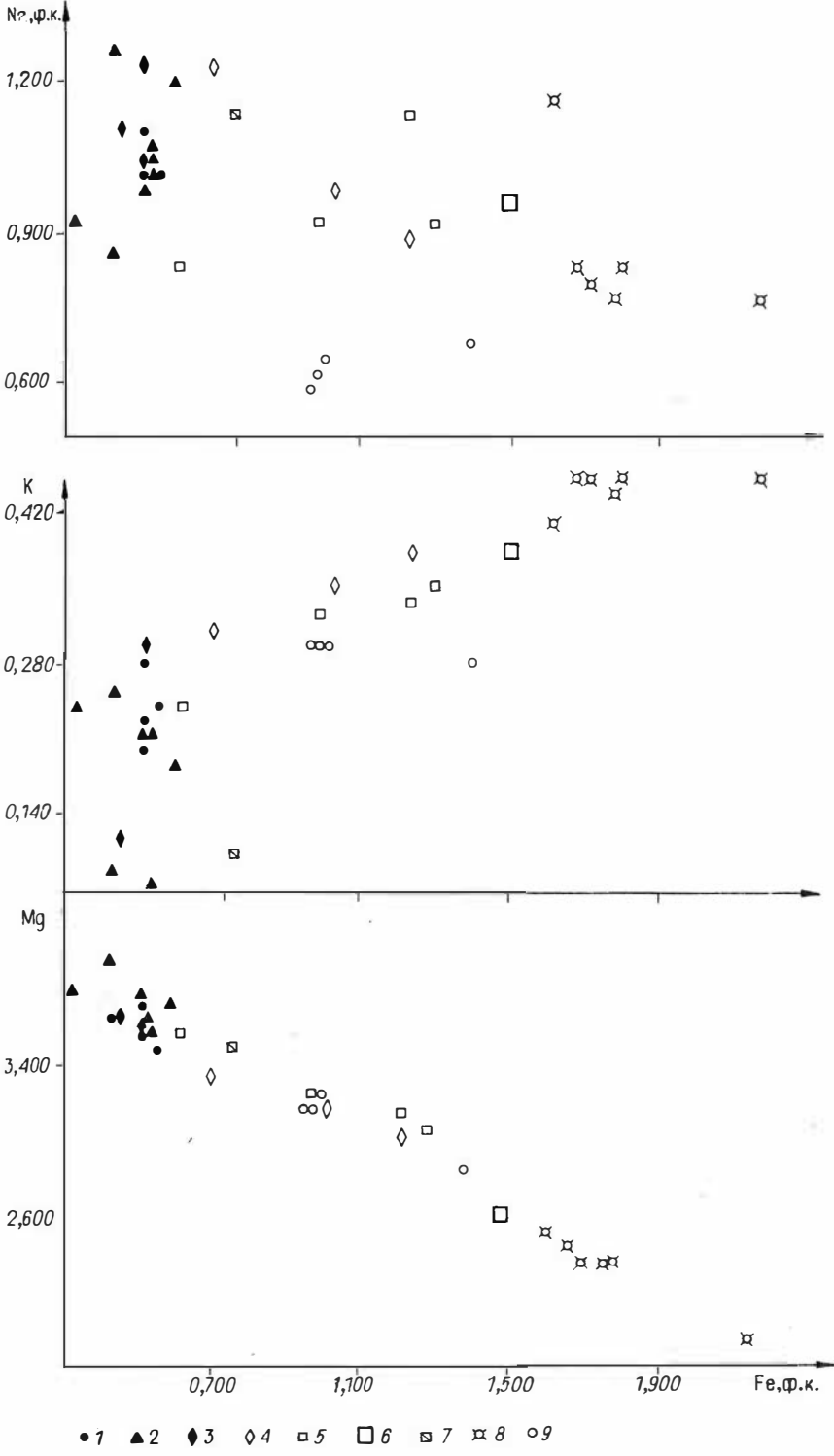
Вариации составов амфиболов объясняются скорее кристаллизацией из отдельных порций расплавов, чем из флюидов. Особенно показательна в этом отношении диаграмма K-Na (рис. 21). Крутой "флюидный" (?) тренд намечается в шпинелевых лерцолитах из витимских пикробазальтов. Бартойские амфиболы дают четыре дискретных тренда с близкими соотношениями K и Na, которые лучше всего объясняются периодическим раскрытием эволюционирующей мантийной магматической системы или присутствием серии магматических очагов на разных уровнях. Из других особенностей можно отметить повышенную хромистость амфиболов из контактовых ассоциаций по сравнению с мегакристаллами.

Состав гранатов показан на рис. 22. Лерцолитовые гранаты из пикробазальтов и гавайитов, разных по возрасту, перекрываются по составу, но первые более хромисты. Это связано с большими глубинами формирования. Высокотемпературные (судя по дупироксеновым температурам) изменения в первых выражены в увеличении Ca и Cr. Вторые подвержены влиянию еще и железистого фактора. Различные типы расплавов на Бартое и Витимском плоскогорье сформировали гранаты кумулятивного происхождения, отличающиеся главным образом по железистости и титанистости. Особенно велико содержание этих компонентов в мегакристаллах. Интересно отметить, что мегакристаллы образуют отдельную от полиминеральных кумулятов группу.

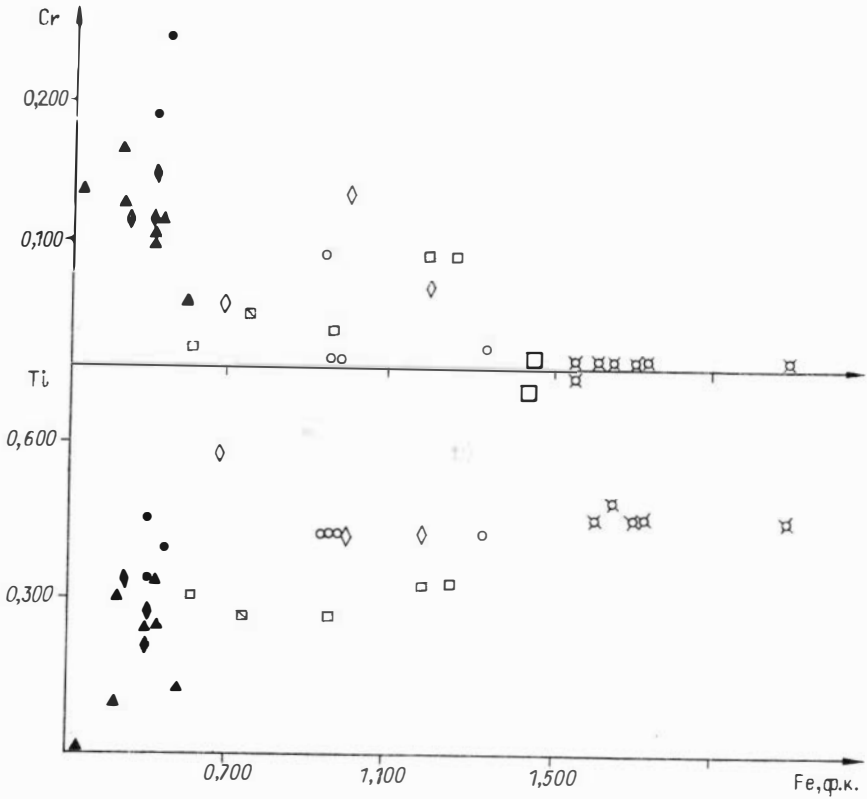
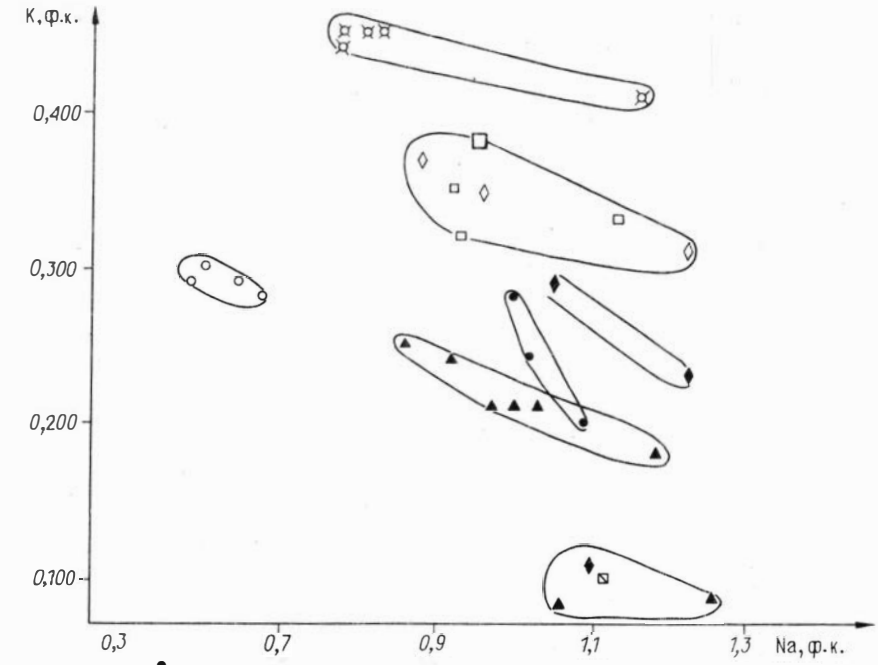
Флогопиты (рис. 23) образуют на диаграмме три области. Железистость растет от лерцолитовых ассоциаций к реакционным породам и более к мегакристаллам. Но это не единый тренд, как предполагалось [39], судя по перегибам Ti и Na. Как уже отмечалось, перегибы объясняются условиями образования минералов. Совместный рост Fe, Na, Ti связан с возрастающим влиянием расплавов в ореоле магматических систем, а перегиб и падение, по-видимому, отражают условия в непосредственном контакте с расплавом, где меняются коэффициенты распределения и температурный режим. Подобные перегибы на вариационных диаграммах отмечаются для клинопироксенов и, вероятно, могут быть обнаружены для всех других типов минералов с высокотемпературно-зависимыми компонентами.

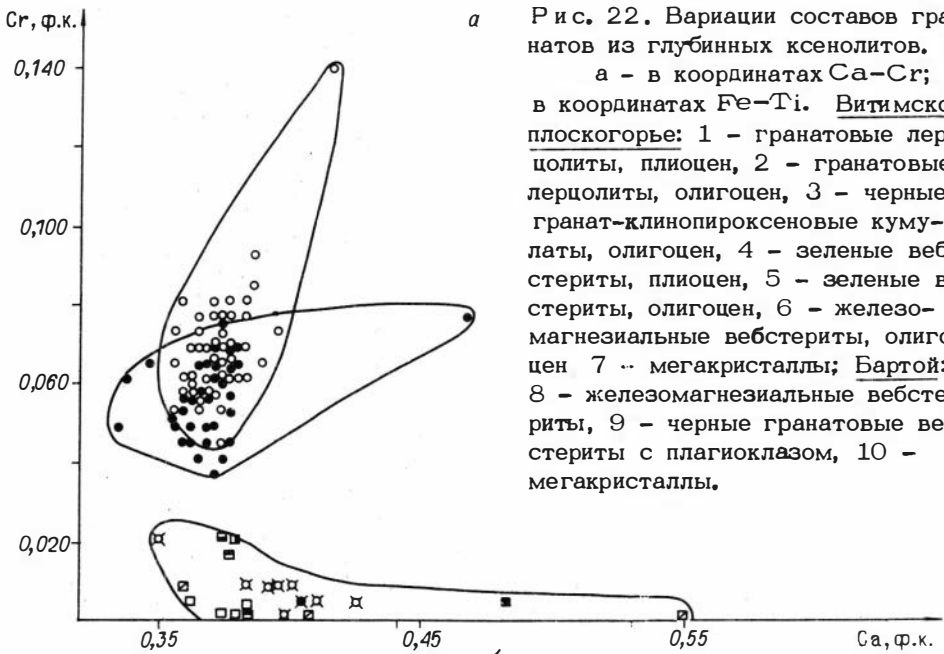
Процессы, ответственные за направление изменения состава минералов глубинных включений отдельных районов, удобно рассмотреть, применив вариационно-факторные диаграммы для клинопироксенов из глубинных включений. При их построении в состав выборок были введены средние для района составы этого минерала из перидотитовых ксенолитов и составы, полученные при замещении диопсидового минала эгириновым $Eg (NaFe[Si_2O_6])$, жаде-

Начало рис. 21



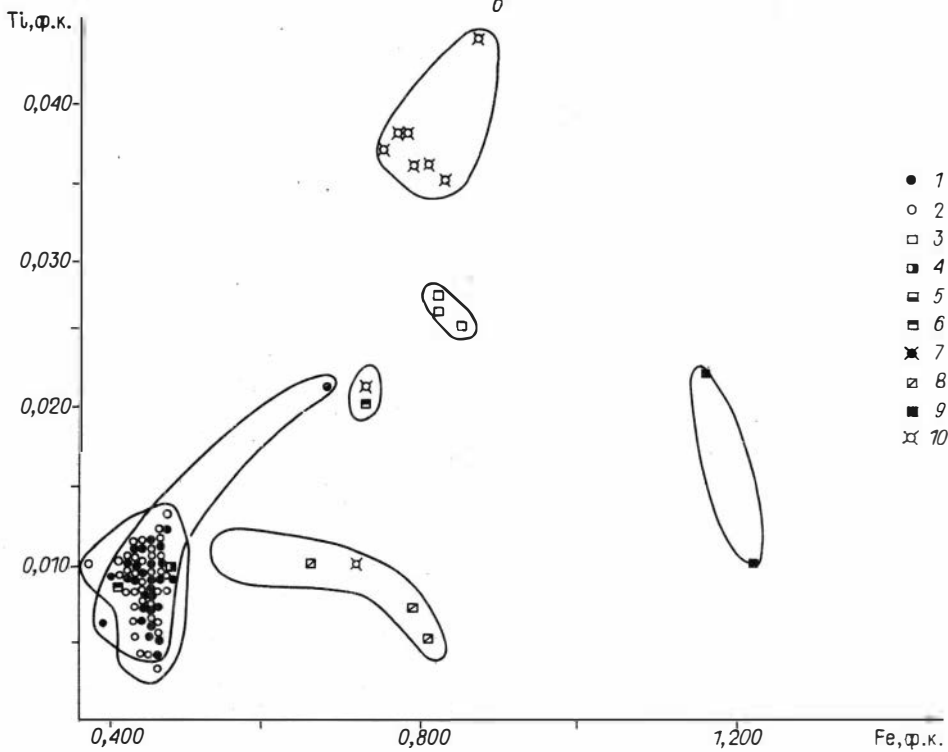
Окончание рис. 21





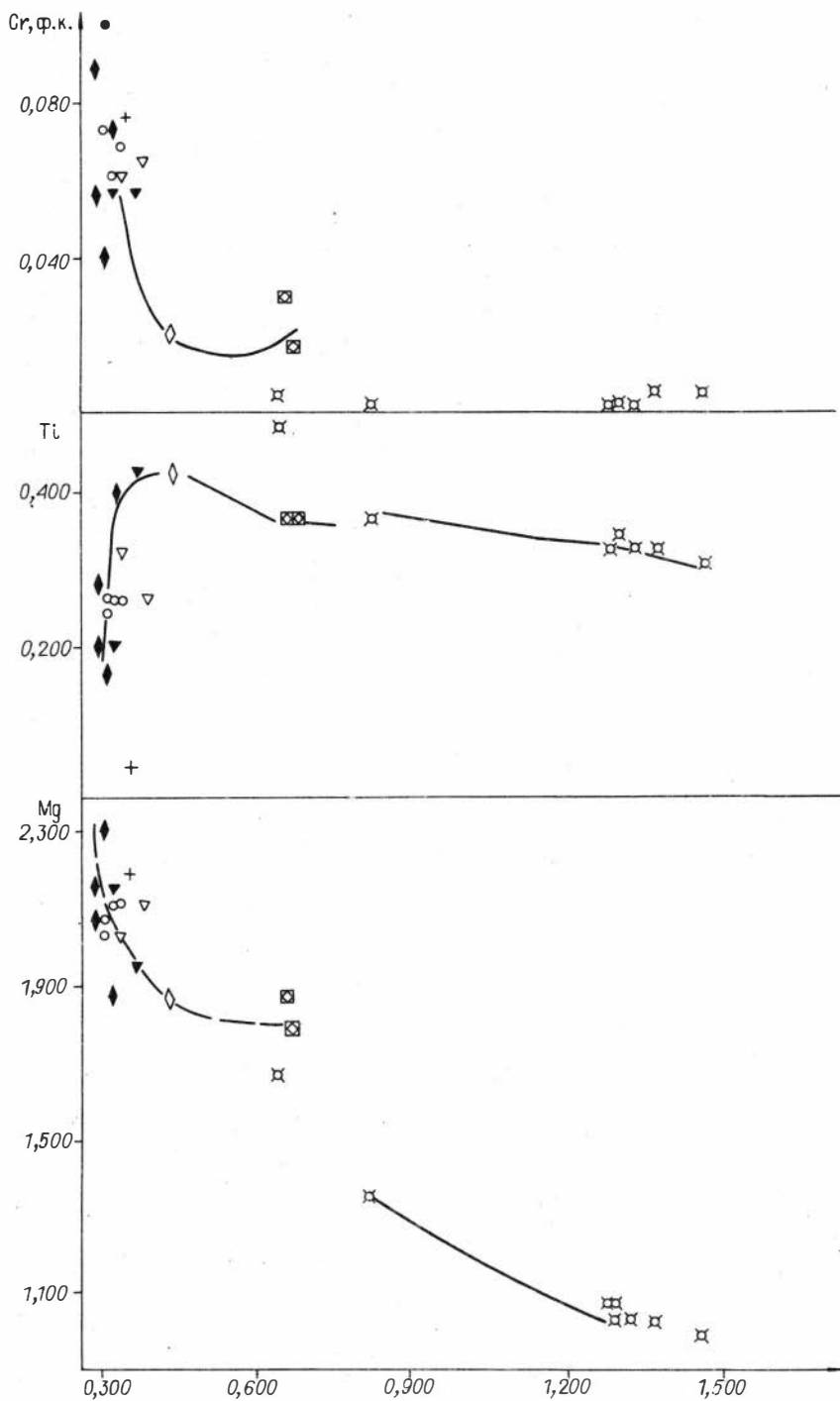
а Рис. 22. Вариации составов гранатов из глубинных ксенолитов.

а - в координатах Са-Сг; б - в координатах Fe-Ti. Витимское плоскогорье: 1 - гранатовые лерцолиты, плиоцен, 2 - гранатовые лерцолиты, олигоцен, 3 - черные гранат-клинопироксеновые кумулаты, олигоцен, 4 - зеленые вебстериты, плиоцен, 5 - зеленые вебстериты, олигоцен, 6 - железомagneзиальные вебстериты, олигоцен 7 - мегакристаллы; Бартой: 8 - железомagneзиальные вебстериты, 9 - черные гранатовые вебстериты с плаггиоклазом, 10 - мегакристаллы.



- 1
- 2
- 3
- 4
- ▣ 5
- ▤ 6
- ⊠ 7
- ⊞ 8
- 9
- ⊠ 10

Начало рис. 23



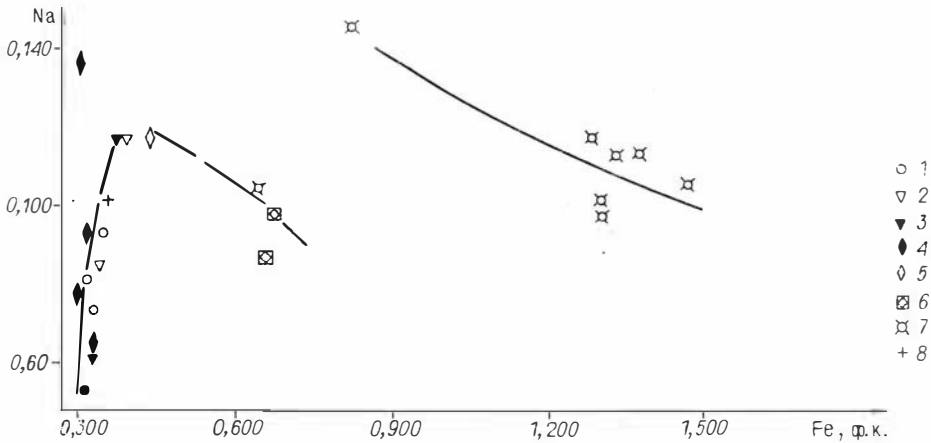


Рис. 23. Состав флогопита из глубинных ксенолитов Байкальского рифта.

Витимское плоскогорье: 1 - гранатовые лерцолиты, 2 - шпинелевые лерцолиты; Бартойские вулканы: 3 - флогопитовые, 4 - амфибол-флогопитовые лерцолиты, 5 - контактовые ассоциации, 6 - амфибол-флогопитовые жилы, 7 - мегакристаллы, 8 - из ксенолитов базальтов Германии.

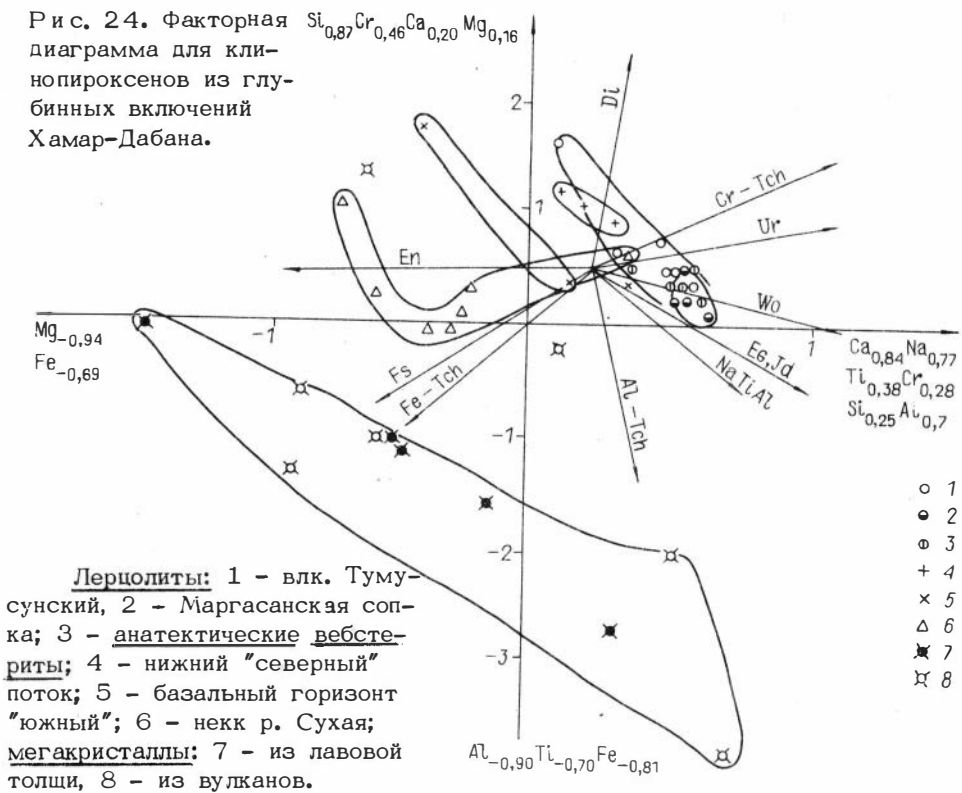
итовым Id ($\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$), юритовым Ur ($\text{NaCr}[\text{Si}_2\text{O}_6]$), титан-чермакитовым TiTch ($\text{NaAl}[\text{Ti Si O}_6]$) или более вероятно Na Ti (Al Si O_6) миналами, а также волластонитового минала чермакитовыми: Al-Tch ($\text{R}^{2+} \text{Al}[\text{Al Si O}_6]$), Fe - Tch ($\text{R}^{2+} \text{Fe}[\text{Fe Si O}_6]$); Cr - Tch ($\text{R}^{2+} \text{Cr}[\text{Cr Si O}_6]$), энстатитовым En ($\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$), ферросилитовым Fs ($\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$) и ферросилитового минала диопсидовым Ca Mg [Si_2O_6].

В результате на факторных диаграммах получены лучи, соответствуют разным схемам изоморфизма. Факторы, как интегральные независимые параметры, по-видимому, отражают те или иные реальные процессы.

Факторная диаграмма для ксенолитов Хамар-Дабана проста (рис. 24). Поскольку волластонитовый минал связан со снижением температуры, первая ось температурная, вторая характеризует степень обогащения базальтоидными компонентами. Таким образом, диагональные тренды изменения состава - это эволюционные тренды, связанные с изменением состава расплава (при кристаллизации) как базальтовых (для мегакристаллов), так и анатектических (для лерцолитов). Доказательством последнего утверждения наиболее наглядно служит положение составов клинопироксенов из анатектических вебстеритов в низкотемпературном конце тренда для лерцолитов. Ортогонально направленный тренд для включений из некка на р. Сухая фиксирует разогрев, сопровождающийся обогащением Fe-Tch-ферричермакитовым миналом за счет контактового диффузионного воздействия базальтовых расплавов.

Многочисленные группы бартойских ксенолитов на факторной диаграмме (рис. 25) показывают всю сложность процессов, происходящих в ореоле кристаллизующихся мантийных магматических систем. Положительное направление первой оси этой диаграммы также направлено в область низкотемпературных

Рис. 24. Факторная диаграмма для клинопироксенов из глубинных включений Хамар-Дабана.



условий. Повышение температуры здесь связано с определенным процессом, а именно с воздействием горячих расплавов, образовавших высокотемпературные мегакристаллы. На положительном конце другой оси располагаются фигуративные точки пород, образовавшихся при крайней степени фракционирования базальтовых расплавов, - железистых гранат-плагиоклазовых вебстеритов, импрегнированных вidosодержащими расплавами амфибол-флогопитовых аполерцолитов и лерцолитов реакционно-прожилкового типа. Нижний правый угол занимают "сухие" лерцолиты деплетированного типа, чуть выше - примитивного типа. Между ними расположены поля различных реакционных пород - влево последовательно амфиболовые, амфибол-флогопитовые, флогопитовые и "сухие" высокотемпературные лерцолиты, которые отражают различные стадии или температурные фации взаимодействия с базальтовыми расплавами. Вверх от "сухих" лерцолитов на диаграмме расположены сначала поля амфиболовых лерцолитов А-типа, которые в принципе могли образоваться на конечной низкотемпературной стадии дифференциации межзерновых расплавов, а еще выше - различные реакционные ассоциации непосредственно из контактовых зон с жилами, главным образом амфибол-флогопитового типа, образованные низкотемпературными расплавами.

Факторная диаграмма для клинопироксенов из глубинных включений Витимского плоскогорья (рис. 26) вследствие большого числа анализов не позволяет вникнуть в детали вариаций составов конкретных местонахождений, но зато позволяет оценить глобальные вариации составов клинопироксенов от этапа к этапу. На данной диаграмме низкотемпературным является отрицательный конец первой оси, возрастание температуры также явно связано с влиянием железистого фактора. Второй фактор связан с замещением диопсидового

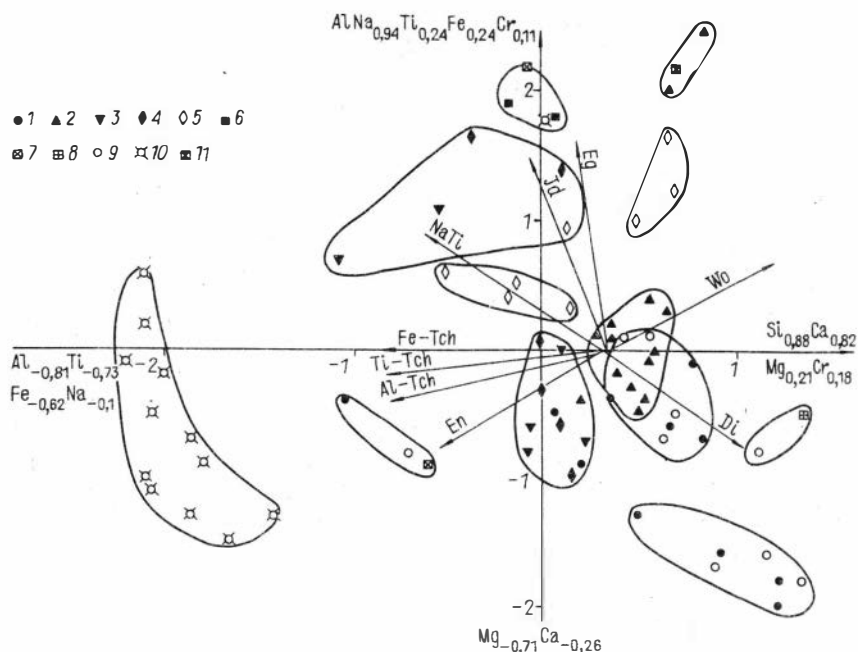


Рис. 25. Факторная диаграмма для клинопироксенов Бартойских вулканов.

Лерцолиты: 1 - "сухие", 2 - амфиболовые, 3 - флогопитовые, 4 - амфибол-флогопитовые, 5 - контактные ассоциации; 6 - черные гранат-плагиоклазовые вебстериты; 7 - железомagneзиальные вебстериты; 8 - хромистые вебстериты; 9 - "сухие" лерцолиты из потока; 10 - мегакристаллы; 11 - аполерцолиты.

минала на жадеитовый и должен отражать глубинность. По диагонали I-III квадрантов должны располагаться составы, отвечающие эволюционным трендам при кристаллизации расплава. Из анализа данной диаграммы вытекает, что глубина выноса ксенолитов действительно значительно изменялась в зависимости от времени проявления магматизма, так как проекции средних для района составов пироксенов на вектор Jd обнаруживают разную степень обогащения этим миналом. В "плиоценовых" клинопироксенах Na связан, в основном, с Eg миналом, а в олигоценых с Jd. Различаются и средние температуры, наиболее низкие для А-типа лерцолитов из миоценовых базальтов и гораздо более высокие для перидотитов из олигоценых и плиоценовых лав, причем последние явно испытали влияние горячих железистых масс (базальтовых расплавов). Клинопироксены из различных магнезиальных пироксенитовых ксенолитов образовали на диаграмме самостоятельный тренд.

Вариации валового химического состава лерцолитов представлены на диаграмме (рис. 27). Большинство изученных ксенолитов Байкальского рифта близко по валовому составу к примитивным мантийным породам /105, 157/ (табл. 10). К ним относятся гранатовые и многие шпинелевые лерцолиты Витимского плоскогорья, амфиболовые лерцолиты Бартоя. Лерцолиты Хамар-Дабана и другие породы А-типа на данной диаграмме скорее относятся к слабодеплетированным породам, в них выше магнезиальность, содержание других компонентов варьирует. Деплетированным (по минералогии) породам соответствуют составы, истощенные Fe, Ti, Ca, Si, Na. Характерно, что деп-

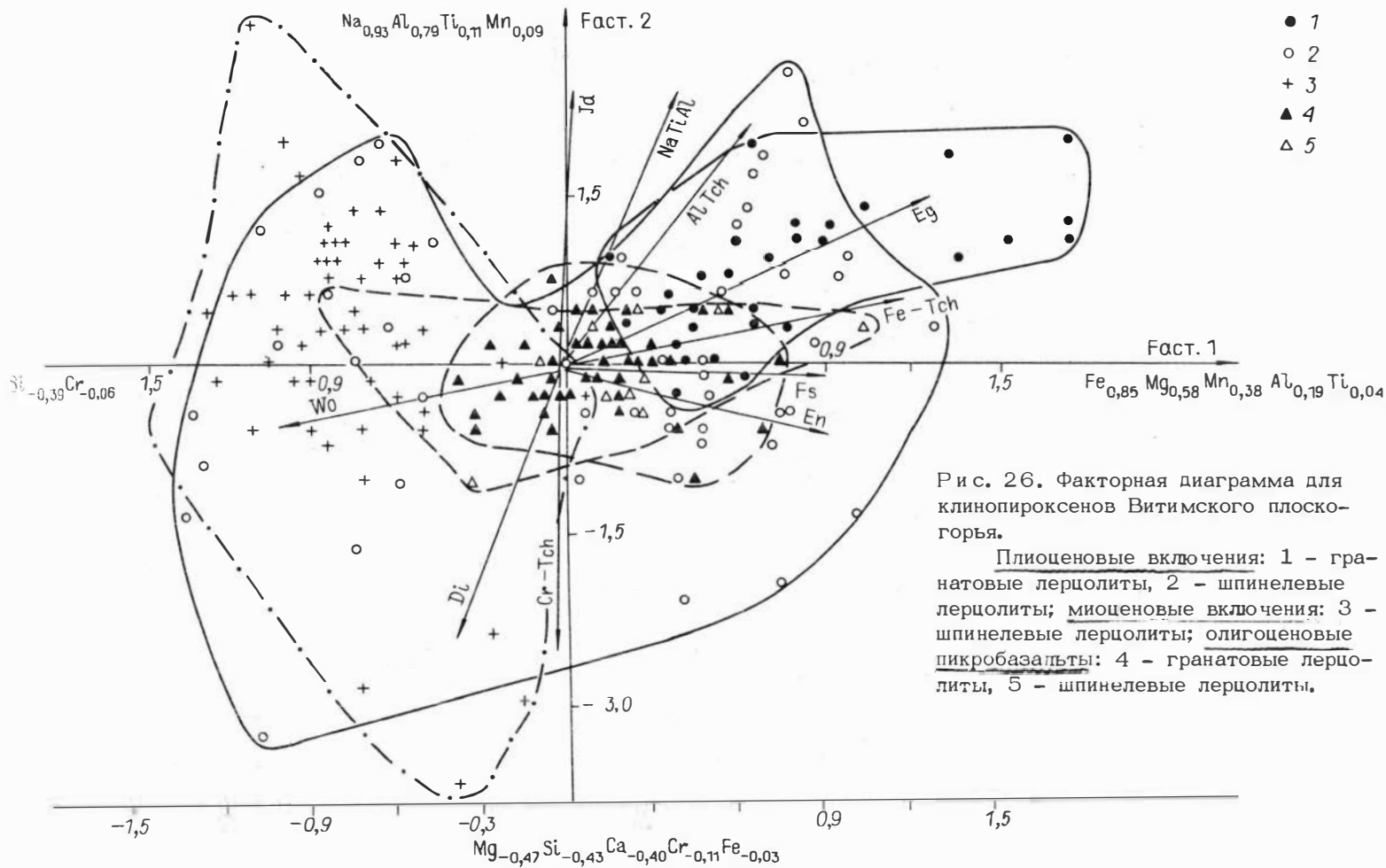


Рис. 26. Факторная диаграмма для клинопироксенов Витимского плоскогорья.

Плиоценовые включения: 1 - гранатовые лерцолиты, 2 - шпинелевые лерцолиты; миоценовые включения: 3 - шпинелевые лерцолиты; олигоценые пикробазальты: 4 - гранатовые лерцолиты, 5 - шпинелевые лерцолиты.

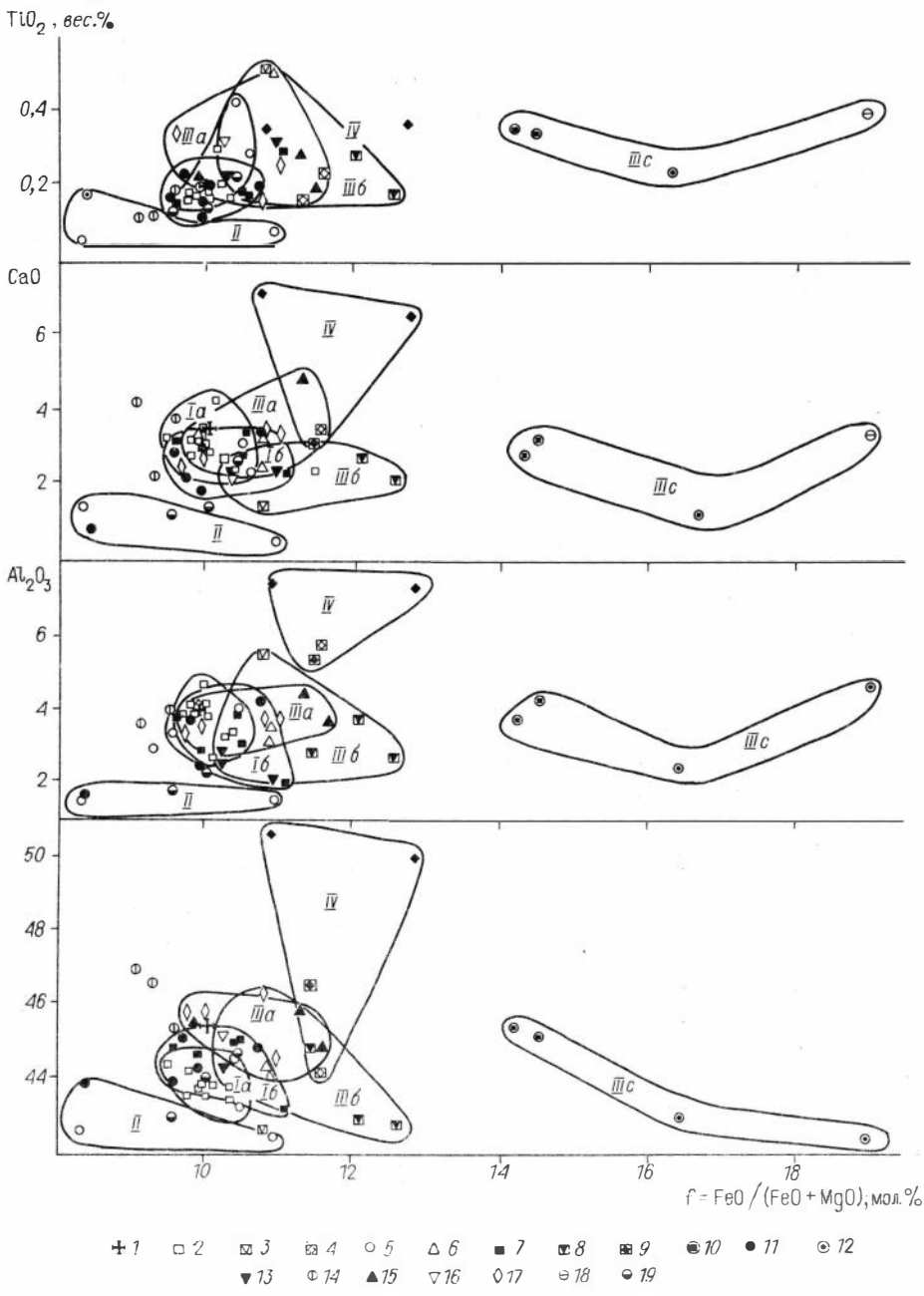


Рис. 27. Вариации валового состава глубинных включений БРЗ.

1 - состав примитивной мантии по /158/;

Витимское плоскогорье, из олигоценых пикробазальтов: 2 - гранатовые лерцолиты, 3 - гранатовые лерцолиты с флогопитом, 4 - гранатовые лерцолиты с вебстеритовыми прожилками, 5 - шпинелевые лерцолиты, 6 - шпинелевые лерцолиты с амфиболом; плиоцен: 7 - гранатовые лерцолиты, 8 - гранатовые лерцолиты с флогопитом, 9 - гранатовые лерцолиты с вебстерито-

выми прожилками, 10 – гранатовый перцолит контактово-измененный, 11 – шпинелевые перцолиты, 12 – шпинелевые перцолиты контактово-измененные, 13 – флогопитовые перцолиты; Бартоийские вулканы: 14 – “сухие” шпинелевые перцолиты, 15 – амфиболовые перцолиты, 16 – флогопитовые перцолиты, 17 – амфибол-флогопитовые перцолиты, 18 – реакционные аполерцолиты; Хамар-Дабан: 19 – шпинелевые перцолиты.

Поля: Ia, Ib – примитивные перцолиты Витимского плоскогорья, олигоцен (Ia) и плиоцен (Ib), II – деплетированные перцолиты; IIIa – “метасоматизированные” перцолиты Бартоя; IIIb – “метасоматизированные” перцолиты Витимского плоскогорья; IIIc – высокожелезистые контактовые породы; IV – перцолиты с вебстеритовыми прожилками.

летированные по остальным компонентам перидотиты в ряде случаев могут быть довольно железистыми. Ксенолиты, содержащие вебстеритовые прожилки, обогащены вышеперечисленными компонентами. Этот ряд от истощенных к обогащенным базальтоидными составляющими перидотитами может быть приведен в качестве примера дифференциации мантийного вещества в ходе магматических процессов, однако для этого надо доказывать их одновременность. Не исключено, что перцолиты А-типа могли образоваться из истощенных пород при кристаллизации в них просачивающихся снизу расплавов, обогащенных глиноземом, возникших на более глубоких уровнях в результате плавления гранатовых перцолитов.

Метасоматически измененные породы с флогопитом образуют на данной диаграмме тренд с увеличением Fe и падением Si, Al, Cr. Все кумулятивные глубинные ксенолиты имеют составы, обогащенные Fe относительно пород перцолитовой группы.

Зависимость состава минералов и валового состава глубинных ксенолитов исследовалась на основании коэффициентов парной корреляции между отдельными компонентами в минералах содержащих их ксенолитов. Выборка была составлена из 30 силикатных анализов мантийных перидотитов, большая часть из которых представлена на описанной выше диаграмме. Обнаружены хорошая корреляция между составами сосуществующих минералов, что объясняется термодинамическими факторами, и гораздо более низкая корреляция между химическими особенностями минералов и пород. Тесно связанными оказались железистости, а также хромистость в шпинелях, которая прямо пропорциональна магнезиальности перидотитов и обратно связана с остальными компонентами во включениях. Отчетливой взаимосвязи для Ti и Na обнаружить не удалось. Содержания Ca, Mg в породах, как параметры в большой степени зависящие от термодинамических условий образования минералов, не выявили тесной корреляции.

Этот результат не позволяет говорить о полной взаимозависимости составов включений и их минералов. На основании химизма пород четко можно выделить лишь F- и D-типы. В отношении А-типа выборка была не представительна. Следует подчеркнуть, что валовый состав мантийных перцолитов, по-видимому, не так чутко реагирует на процессы, происходящие в мантии, как составы минералов. Учитывая крупнозернистость пород, попадание в анализируемую навеску всего нескольких крупных зерен минералов концентратов того или иного элемента может привести к различиям в анализах на десятки доли процента.

Многочисленные примеры, приведенные в этой главе, показывают, что изучение химических особенностей минералов дает более важную информацию об эволюции мантийного вещества, чем петрохимии валовых составов глубинных ксенолитов.

Таблица 10. Состав глубинных включений щелочных базальтов Байкальской рифтовой зоны

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | П.п.п. | Сумма |
|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|--------|
| Витимское плоскогорье. Туфы щелочных пикритов (дорожный карьер) | | | | | | | | | | | | | |
| Г313/15 | 43,78 | 0,17 | 3,37 | 0,67 | 7,74 | 0,13 | 40,49 | 2,44 | 0,16 | 0,06 | 0,00 | 0,98 | 99,99 |
| Г313/10 | 43,90 | 0,30 | 2,60 | 0,10 | 7,91 | 0,12 | 39,68 | 4,29 | 0,73 | 0,09 | 0,00 | 0,76 | 100,48 |
| Г313/54 | 42,44 | 0,53 | 5,59 | 0,39 | 7,99 | 0,15 | 38,39 | 2,54 | 1,41 | 0,17 | 0,00 | 0,79 | 100,39 |
| 7313/23 | 43,42 | 0,22 | 3,21 | 0,49 | 7,91 | 0,13 | 41,03 | 2,86 | 0,25 | 0,06 | 0,00 | 0,82 | 100,40 |
| 314-54 | 44,30 | 0,42 | 3,98 | 1,47 | 6,86 | 0,12 | 38,22 | 3,23 | 0,38 | 0,05 | 0,00 | 0,94 | 99,97 |
| 314/9 | 44,12 | 0,50 | 3,06 | 1,60 | 7,06 | 0,12 | 39,41 | 2,46 | 0,48 | 0,18 | 0,00 | 0,64 | 99,63 |
| 314/3 | 44,18 | 0,32 | 3,52 | 0,45 | 7,74 | 0,11 | 37,78 | 3,23 | 0,80 | 0,23 | 0,03 | 1,10 | 99,49 |
| 314/21 | 43,14 | 0,27 | 3,37 | 0,21 | 5,80 | 0,12 | 41,30 | 2,43 | 0,13 | 0,06 | 0,00 | 0,82 | 97,65 |
| 7315-2 | 50,02 | 0,58 | 7,38 | 2,60 | 4,40 | 0,16 | 17,61 | 14,63 | 1,11 | 0,20 | 0,04 | 1,15 | 99,89 |
| 7315-4 | 50,98 | 0,40 | 6,77 | 1,57 | 4,04 | 0,14 | 17,73 | 15,27 | 1,04 | 0,11 | 0,03 | 0,95 | 99,03 |
| 7315-7 | 49,65 | 1,36 | 8,79 | 4,89 | 5,12 | 0,13 | 10,62 | 14,87 | 2,84 | 0,22 | 0,03 | 1,43 | 99,95 |
| 7315-10 | 50,60 | 0,64 | 8,04 | 3,00 | 5,04 | 0,15 | 16,02 | 12,84 | 1,47 | 0,36 | 0,09 | 1,07 | 99,32 |
| 7315-5 | 49,07 | 0,95 | 8,52 | 2,37 | 6,08 | 0,14 | 13,80 | 15,71 | 1,97 | 0,13 | 0,01 | 0,96 | 99,71 |
| 7315-6 | 50,91 | 0,54 | 7,19 | 0,85 | 4,64 | 0,13 | 18,05 | 13,94 | 1,15 | 0,25 | 0,02 | 1,12 | 98,79 |
| Влк. Кандилушка | | | | | | | | | | | | | |
| 302/2 | 45,28 | 0,23 | 3,77 | 0,09 | 7,57 | 0,12 | 40,07 | 2,15 | 0,66 | 0,06 | 0,00 | 0,48 | 100,48 |
| 302/20 | 44,22 | 0,16 | 2,47 | 0,61 | 7,65 | 0,13 | 41,84 | 1,91 | 0,25 | 0,05 | 0,00 | 0,57 | 99,86 |
| 302/1 | 43,14 | 0,18 | 2,18 | 0,41 | 8,93 | 0,13 | 41,83 | 2,43 | 0,63 | 0,04 | 0,00 | 0,51 | 100,43 |
| 302/12 | 43,06 | 0,29 | 1,89 | 1,56 | 7,82 | 0,13 | 43,04 | 1,59 | 0,35 | 0,19 | 0,00 | 0,57 | 100,49 |
| 17/152 | 42,82 | 0,28 | 3,77 | 1,41 | 7,40 | 0,13 | 40,22 | 2,85 | 0,73 | 0,14 | 0,00 | 0,52 | 100,27 |
| 21797 | 45,00 | 0,18 | 3,03 | 0,49 | 7,58 | 0,17 | 38,27 | 3,48 | 0,40 | 0,08 | 0,06 | 0,84 | 99,58 |
| 17108 | 44,92 | 0,18 | 3,89 | 1,11 | 7,09 | 0,14 | 38,79 | 2,94 | 0,00 | 0,09 | 0,04 | 0,79 | 99,98 |
| 17106 | 46,50 | 0,16 | 5,32 | 0,75 | 7,27 | 0,13 | 34,72 | 3,18 | 0,63 | 0,05 | 0,04 | 0,81 | 99,56 |
| 1735 | 42,76 | 0,18 | 2,66 | 0,80 | 9,41 | 0,14 | 39,31 | 2,25 | 0,83 | 0,11 | 0,04 | 1,05 | 99,54 |
| 17114 | 45,22 | 0,34 | 4,08 | 0,48 | 9,91 | 0,15 | 34,20 | 3,16 | 0,80 | 0,08 | 0,04 | 1,10 | 99,56 |
| 1759 | 45,42 | 0,35 | 3,60 | 0,29 | 10,06 | 0,14 | 34,80 | 2,88 | 0,82 | 0,08 | 0,03 | 1,12 | 99,59 |
| 17130 | 43,00 | 0,23 | 2,44 | 0,60 | 12,72 | 0,15 | 37,85 | 1,08 | 0,73 | 0,07 | 0,02 | 1,41 | 100,30 |
| 302/7 | 44,04 | 0,31 | 2,23 | 0,91 | 8,16 | 0,13 | 41,03 | 2,38 | 0,25 | 0,10 | 0,00 | 0,61 | 100,15 |
| 17/105 | 44,46 | 0,22 | 2,54 | 1,07 | 7,31 | 0,13 | 40,59 | 2,26 | 0,50 | 0,12 | 0,00 | 0,59 | 99,79 |

| | | | | | | | | | | | | | |
|---------|-------|------------------------------------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|--------|
| | | Влк. Якша II | | | | | | | | | | | |
| 281 | 44,72 | 0,14 | 2,85 | 0,45 | 8,52 | 0,13 | 38,73 | 2,86 | 0,65 | 0,06 | 0,05 | 0,95 | 100,11 |
| | | Потоки по р. Джилинде (Амалатской) | | | | | | | | | | | |
| 6303/6 | 48,52 | 0,52 | 10,18 | 2,11 | 5,27 | 0,13 | 22,39 | 8,17 | 1,08 | 0,10 | 0,00 | 0,75 | 99,22 |
| 7303/11 | 42,68 | 0,99 | 14,56 | 5,28 | 6,80 | 0,14 | 13,78 | 12,97 | 1,04 | 0,43 | 0,04 | 0,94 | 99,65 |
| 2841 | 42,54 | 0,17 | 1,52 | 0,25 | 7,25 | 0,12 | 45,88 | 0,92 | 0,00 | 0,05 | 0,04 | 0,81 | 99,55 |
| 2868 | 44,68 | 0,16 | 3,94 | 0,04 | 7,21 | 0,13 | 38,53 | 3,18 | 0,82 | 0,16 | 0,04 | 0,80 | 99,69 |
| 2889 | 44,58 | 0,12 | 2,97 | 0,40 | 7,46 | 0,13 | 39,97 | 3,01 | 0,00 | 0,05 | 0,02 | 0,83 | 99,54 |
| 2878 | 50,72 | 0,35 | 7,27 | 0,05 | 5,73 | 0,14 | 26,60 | 7,01 | 0,89 | 0,11 | 0,04 | 0,71 | 99,62 |
| 2862А | 50,02 | 0,37 | 7,11 | 0,74 | 6,28 | 0,13 | 28,10 | 6,53 | 1,09 | 0,32 | 0,04 | 0,84 | 99,57 |
| | | Бартойские вулканы | | | | | | | | | | | |
| ОБП-16 | 45,04 | 0,32 | 2,86 | 0,69 | 7,65 | 0,11 | 40,49 | 2,11 | 0,13 | 0,19 | 0,00 | 0,73 | 100,32 |
| РБ/Н-2 | 44,54 | 0,26 | 3,86 | 0,22 | 7,82 | 0,12 | 38,33 | 3,50 | 0,43 | 0,11 | 0,00 | 0,63 | 99,82 |
| БО5 | 44,50 | 0,10 | 5,09 | 2,01 | 11,22 | 0,16 | 27,50 | 6,25 | 1,58 | 0,91 | 0,00 | 1,03 | 100,35 |
| 386 | 45,56 | 0,22 | 3,95 | 0,78 | 6,71 | 0,12 | 38,13 | 3,18 | 0,25 | 0,20 | 0,06 | 0,75 | 99,91 |
| БП20 | 44,88 | 0,19 | 3,89 | 0,64 | 7,75 | 0,13 | 37,21 | 3,18 | 0,67 | 0,79 | 0,08 | 0,86 | 99,67 |
| БП11 | 45,90 | 0,29 | 4,69 | 0,52 | 7,40 | 0,13 | 34,47 | 4,85 | 0,91 | 0,05 | 0,03 | 0,82 | 100,06 |
| РБН2 | 46,34 | 0,17 | 3,75 | 0,64 | 7,29 | 0,11 | 36,62 | 3,21 | 0,25 | 0,08 | 0,04 | 0,81 | 99,31 |
| БП15 | 45,28 | 0,19 | 3,98 | 0,08 | 7,02 | 0,11 | 37,34 | 3,85 | 0,89 | 0,08 | 0,04 | 0,78 | 99,64 |
| 4831 | 46,68 | 0,12 | 2,96 | 0,24 | 7,00 | 0,12 | 39,44 | 2,24 | 0,00 | 0,06 | 0,03 | 0,78 | 99,67 |
| Б1П | 47,00 | 0,11 | 3,69 | 0,60 | 6,01 | 0,12 | 36,69 | 4,17 | 0,82 | 0,12 | 0,03 | 0,67 | 100,03 |
| ОБП16 | 45,58 | 0,34 | 3,36 | 0,21 | 7,29 | 0,11 | 38,79 | 2,42 | 0,60 | 0,20 | 0,04 | 0,81 | 99,75 |
| 0643 | 45,50 | 0,20 | 3,26 | 0,68 | 6,94 | 0,13 | 38,26 | 2,95 | 0,82 | 0,09 | 0,04 | 0,77 | 99,64 |
| БПО52 | 42,28 | 0,37 | 3,64 | 1,55 | 12,65 | 0,17 | 33,40 | 3,33 | 0,86 | 0,11 | 0,05 | 1,40 | 99,81 |
| 2Э10 | 45,44 | 0,36 | 18,32 | 0,33 | 8,64 | 0,23 | 16,00 | 8,91 | 0,50 | 0,17 | 0,04 | 0,98 | 99,92 |
| | | Хамар-Дабан, влк. Тумусунский | | | | | | | | | | | |
| 98/1 | 44,44 | 0,22 | 3,21 | 0,81 | 7,48 | 0,12 | 39,41 | 2,81 | 0,25 | 0,03 | 0,00 | 0,61 | 99,39 |
| 98/2 | 42,46 | 0,14 | 1,75 | 0,10 | 8,25 | 0,11 | 44,28 | 1,25 | 0,08 | 0,04 | 0,00 | 0,80 | 99,26 |
| ХД500 | 44,00 | 0,15 | 2,16 | 0,02 | 8,25 | 0,12 | 41,59 | 1,47 | 0,66 | 0,18 | 0,00 | 0,68 | 99,28 |

**ТЕРМОМЕТРИЯ И ЕЕ ПРИЛОЖЕНИЕ К ПЕТРОЛОГИИ
УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ**

При изучении глубинных ксенолитов оценке условий их равновесий с применением методов минеральной термометрии часто не придается существенного значения. Особенно это касается публикаций, посвященных шпинелевым перидотам, для которых невозможно определить давление. Однако в последнее время появились работы, в которых термобарометрический подход дает главную информацию об эволюции мантийного вещества, в частности о быстром охлаждении в процессе адиабатического подъема мантийного диапира /137, 202/. В ряде статей, наоборот, доказывается разогрев вещества верхней мантии /167/. Кроме того, установлена связь структур перидотитовых ксенолитов с температурами равновесий их минералов и геохимическими особенностями /6, 137, 138/. В данной главе доказывается, что температурный фактор один из решающих при выводах о состоянии и процессах в подкорковых зонах.

Большое число использованных методов оценки температуры и существенное расхождение вычисляемых параметров делают необходимым критический анализ минеральной термобарометрии. Он неоднократно предпринимался /15, 121, 122, 191/, причем прослеживаются два главных подхода к оценке надежности термобарометрических методов. Д.А. Карсвелл и Ф.Г. Джибб /122/, а вслед за ними В.И. Ваганов и Ю.И. Камышев /14/, В.И. Ваганов и С.В. Соколов /15/ считают наиболее близкими к истинным средние температуры из нескольких достаточно достоверных методов. Другие исследователи, в частности А. Финнерти и Ф. Бойд /139/, К. Никель и Д. Грин /191/ и вновь Д. Карсвелл и Ф. Джибб /123/ предприняли попытки выявить один, наиболее достоверный метод для оценки РТ-условий минеральных равновесий с помощью петрологических реперов. Система экспертно-балльной оценки была предложена В.И. Вагановым и С.В. Соколовым /15/.

Достаточно полное описание с приведением уравнений термобарометрических расчетов приведено в работе В.И. Ваганова и С.В. Соколова /15/, поэтому ограничимся лишь перечислением употребляемых нами методов. Они разделяются по калибруемым равновесиям. Это обменные реакции Mg, Fe между гранатом и ортопироксеном: С. Харли (Х) /151/, В. Сен и А. Бхаттачария (СБ) /209/, Л.Я. Аранович, Н.А. Косякова (АК2) /2/; а также между гранатом и клинопироксеном: Д. Эллис и Д. Грин (ЭГ) /135/, Е. Кроу (К) /165/; между оливином и гранатом: Х.О' Нил, В. Вуд (ОВ) /196/. Используется распределение Al и Cr между гранатом и шпинелью: Л.Я. Аранович, Н.А. Косякова (АК1) /2/. Из безгранатовых равновесий использовались сольвусные дупироксеновые термометры П. Уэллса (У) /219/ и Ф. Бертрана, Дж. Мерси (БМ) /114/, основанные на перераспределении Ca-Mg с учетом Fe и других компонентов; однопироксеновые сольвусные термометры Мерси (МРГ), (МКГ), (МРШ) и (МКШ) /182/ для гранатовой и шпинелевой фаций; однопироксеновые термометры Л.Л. Перчука (ПР) и (ПК), а также его термометр, основанный на распределении Fe-Mg между пироксенами /71/. Применялись также: распределение Na между пироксенами - метод Р. Хервига и И. Смита (ХС) /153/; сольвусные ортопироксеновые Ca-термометры Дж. Линдсли и С. Диксона (ЛД) /171/, К. Никеля, Г. Брая, Л. Когарко (БНК) /191/, а кроме того, калибровка равновесия оливин-ромбический пироксен - шпинель Т. Захтлебена и Х. Сека (ЗС) /207/, Т. Гаспарика и Р. Ньютона (ГН) /144/ и обменные Fe-Mg оливин-шпинелевые термометры с учетом Cr шпинели Ж. Фабри (Ф) /136/ и Х.О'Нила, О. Уолла (ОУ) /195/.

Из барометров были использованы основанные на равновесии глиноземистого ортопироксена с гранатом методы Б. Вуда (В) /223/, а также Б. Вуда с поправками на хромистость С. Уэбба и Б. Вуда (ВУВ) /218/, С. Харли (Х) /150/, К. Никеля и Д. Грина (НГ) /191/; калибровка двупироксенового сольвуса по давлению Дж. Мерси и др. (М) /183/ и его однопироксеновые барометры /182/, однопироксеновые барометры Г. Брая, К. Никеля и Л.Н. Когарко (БНК) /116/, кроме того, вычислялись значения давления, основанные на вхождении Са в оливин, по Т. Кёхлеру и Г. Брау (КБ) /164/.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МЕТОДОВ

Из всех термометров, на наш взгляд, наиболее удачен термометр (БМ). Во-первых, он хорошо согласуется с петрологическими реперами. Так, например, верхняя граница существования амфибола по температуре, рассчитанной данным методом для лерцолитов Бартоя, находится около 1020 °С, что совпадает с данными по устойчивости амфибола /159/. Используя этот метод в комбинации с барометром (НГ), получаем вполне приемлемые оценки давления и положение геотерм, а температуры шпинелевых лерцолитов, спроектированные на полученные геотермы, дают значения давления, не выходящие за пределы давлений, характерных для верхней мантии. Наблюдается хорошая корреляция с общепринятым термометром (У), однако в последнем не учитывается влияние давления, что приводит к некоторой нивелировке температур. Скорость Са-Mg и Fe-Mg перераспределений выше, чем Cr-Al /15/, а экспериментальных данных по пироксенам накоплено много больше, чем по гранатам и шпинелям, что сказывается на точности калибровки термометров, следовательно, сольвусная пироксеновая термометрия лучше всего отражает температурные условия непосредственно перед выносом ксенолитов. К выводу о предпочтительности комбинации методов (БМ) и (НГ) пришли также Д. Карсвелл и Ф. Джибб /122, 123/.

Для проверки сходимости минеральных барометрических методов были просчитаны давления по восьми различным барометрам, а температуры взяты по (БМ). Для этого использовались 100 гранатсодержащих ассоциаций глубинных ксенолитов из данной работы и 10 ассоциаций, проанализированных Д.А. Ионовым. Все барометры дали значимые положительные коэффициенты корреляции (КК) с методом (НГ), кроме (КБ). Надо отметить, что корректировка по хромистости методом (ВУВ) приводит к хорошей согласованности (КК=0,97) с оценками (НГ), но требует анализ шпинели. Довольно низки КК для двупироксенового барометра (М) - (0,63) и ортопироксенового (БНК) - (0,46), а остальные выше 0,89. Средние значения давления по (БМ) и другим методам 22 кбар, ниже на 2 кбар дает (В) без поправки на хром, а на 4 кбар - метод (К). Интервал значений давления, вычисленных методами (Х) и (В), меньше, чем по (НГ). На рис. 28 приведены различные варианты положения геотерм для гранатовых ксенолитов плиоценового и олигоценного этапов на Витимском плоскогорье, из которого следует, что наилучший вариант дает комбинированный (НГ)-(БМ) метод, а также метод (ВУВ). По ним установлены положения геотерм, близкие к стандартным кондуктивным океаническим геотермам /26/. При использовании термометров с участием граната для ксенолитов щелочных базальтов вычислены, как правило, слишком высокие значения температуры и, как следствие, давления. Вычисленные с участием методов (Х) и (К) геотермы располагаются под углом к кондуктивным геотермам и вряд ли приемлемы.

Ортопироксеновым барометром (БНК) можно пользоваться лишь для

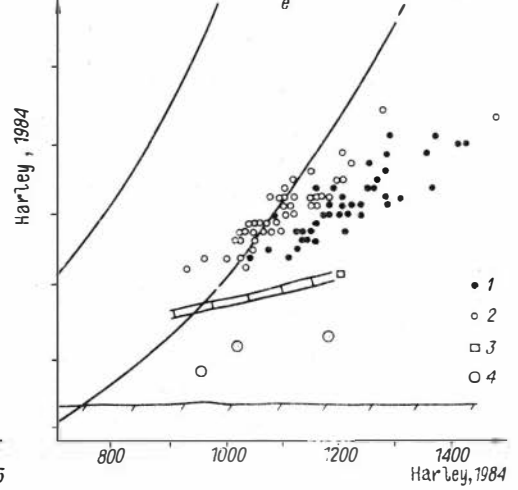
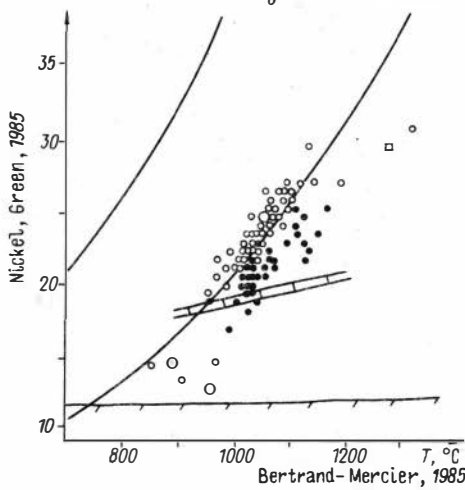
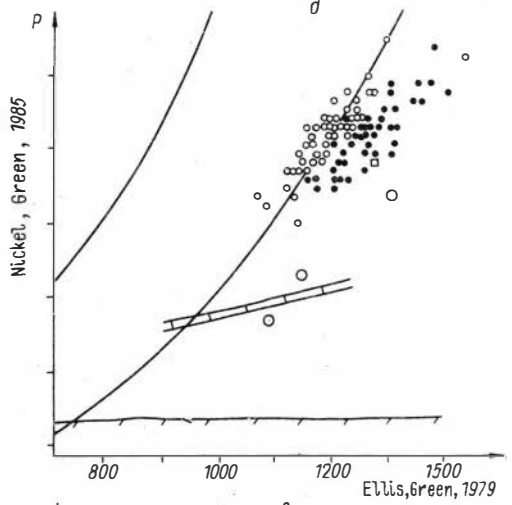
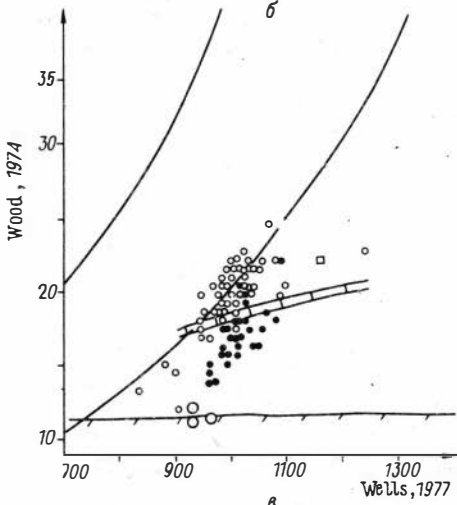
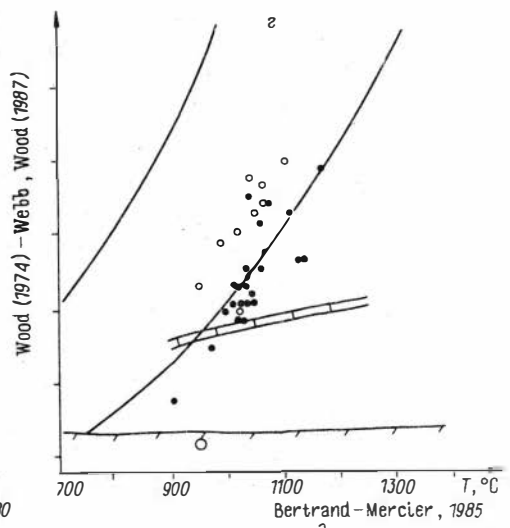
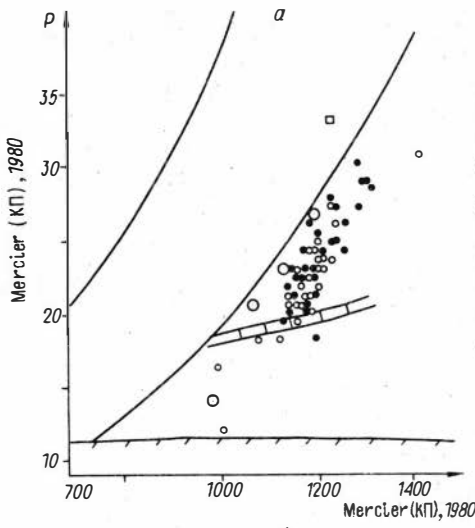


Рис. 28. Варианты РТ-определений по глубинным ксенолитам Байкальского рифта с применением различных методов.

Витимское плоскогорье: 1 - гранатовые лерцолиты, плиоцен, 2 - гранатовые лерцолиты, олигоцен, 3 - железомagneзиальные вебстериты; Бартойские вулканы: 4 - кумулаты.

ориентировки. Применение однопироксеновых методов Дж. Мерси /182/ также не оправдано, так как они слабо реагируют на различия в глиноземистости пироксенов. Барометр (КБ) вообще не дает достоверных оценок для наших образцов. Возможно, он требует более точного определения X_{Ca} в оливине.

Выводы по термобарометрии сверялись по выборке анализов, наиболее качественных, выполненных в ФРГ Д.А. Ионовым по минералам из ксенолитов Витимского плоскогорья. Сходимость выводов достаточно высока, однако коэффициенты корреляции между методами по этой контрольной выборке несколько выше (приблизительно на 0,1 для гранатовых и безгранатовых методов). Это может быть связано с тем, что в нашу выборку помимо лерцолитовых ассоциаций входили еще и железистые вебстеритовые.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРМИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ МАНТИИ ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Различия между средними температурами и коэффициентами корреляции меняются от выборки к выборке (рис. 29). К примеру, для высокотемпературных ксенолитов из некка р. Сухая, Восточного Саяна (неопубликованные данные С.В. Рассказова) и амфиболовых лерцолитов Бартоя разница между определениями по двупироксеновым и оливин-шпинелевым методам невелика. В первом случае различия не успели возникнуть, поскольку существенного остывания не было, в последнем ответственная за образование амфибола фаза - флюид или водосодержащий расплав - существенно увеличивает скорости перераспределения компонентов для низких температур. Амфиболовые лерцолиты других местонахождений, например Монтьерье (Франция), также имеют близкие температуры по двупироксеновым и оливин-шпинелевому термометрам /118, 136/. Однако многие минеральные ассоциации глубинных ксенолитов щелочных базальтов весьма далеки от равновесия. Этим объясняется довольно хаотичное распределение фигуративных точек гранатовых ксенолитов в щелочных базальтоидах в РТ-координатах (см. рис. 28) по сравнению с кимберлитовыми /117, 123/.

Данная диаграмма имеет примечательную особенность - высокие коэффициенты корреляции имеют методы, калибрующие одни и те же равновесия, например (F) и (OB) или пироксеновый сольвус и т.д., и другие могут давать с ними низкие или отрицательные оценки коэффициента корреляции (КК). Неплохую сходимость имеют данные, основанные на анализах одних и тех же минералов, например граната (X), (K), (EG), т.е. минералы в ассоциации в ряде случаев ведут себя независимо. Это связано с различными коэффициентами диффузии отдельных компонентов одних и тех же минералов /115/, что тем более справедливо применительно к разным минеральным видам.

Исходя из независимости поведения минералов, можно оценить вклад отдельных минералов в конкретный термометр или барометр. К примеру, двупироксеновые методы (У), (БМ) оказались существенно клинопироксеновыми, а гранат-пироксеновые (X), (EG), (CB), (K) - существенно гранатовыми.

Различия в коэффициентах корреляции для разных методов связаны, кро-

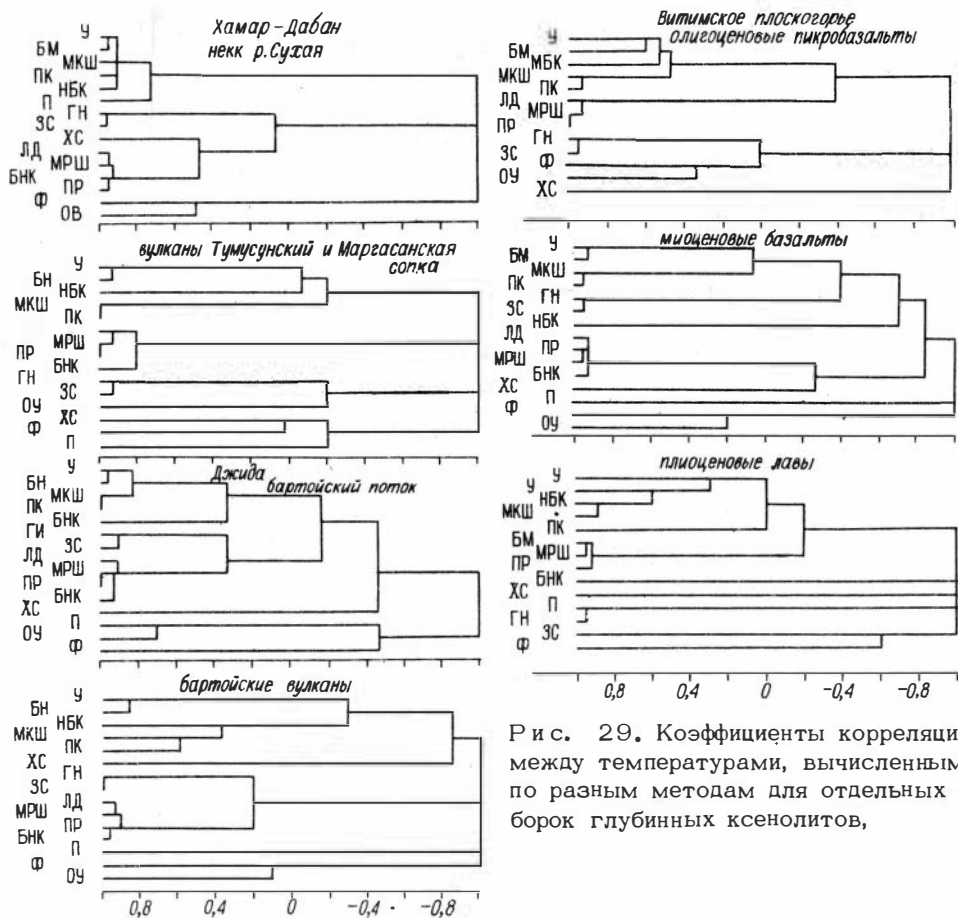


Рис. 29. Коэффициенты корреляции между температурами, вычисленными по разным методам для отдельных выборок глубинных ксенолитов,

ме того, с особенностями калибровки, главным образом за счет различий в химизме систем, где производились опыты, приводящих к неравноценности поправок на Na, Al, Ti, Cr, Fe в отдельных геотермометрах и геобарометрах.

Вариации КК для разных выборок сами по себе подтверждают существование в рифтовой мантии быстро протекающих процессов разогрева или охлаждения, а также изменений, связанных с привносом - выносом химических компонентов.

Данные выводы, с одной стороны, подвергают сомнению применимость минеральной термобарометрии для оценки реальных температур и давлений, хотя средние температуры обычно близки (табл. 11); такая возможность, с другой стороны, открывает пути для расшифровки генезиса тех или иных мантийных пород и их термической истории.

Степень неравноценности можно определять по разности температур, вычисляемых по однопироксеновым термометрам (МРШ), (МКШ), (ПР) и (ПК) (см табл. 10) и по коэффициенту корреляции между ними. Считая, что наиболее чутко на разницу температур реагирует клинопироксен (это подтверждается эмпирическими данными), можно определить, какой процесс имел место перед выносом: если $T_{ди} > T_{эн}$ - разогрев, если $T_{ди} < T_{эн}$ - остывание.

Исходя из этих посылок, можно утверждать, что на Витимском плоскогорье ксенолиты плиоценовых лав фиксируют слабый разогрев и весьма близ-

Таблица 11. Средние температуры, определяемые по разным методам для отдельных этапов вулканизма

| Местонахождение, этап | Число использованных ассоциаций | (У) Рп, кп | (ГН) Рп, шп, ол | (БМ) Рп, кп | (П) Рп, кп | (МКШ) Кп | (МРШ) Рп | (ПР) Рп | (ПК) Кп | (ЗС) Рп, шп, ол | (ОВ) Ол, шп | КК |
|-----------------------|---------------------------------|-------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|--------------------|-------|
| Витим, олигоцен | 95 | $\frac{998}{88}$ | $\frac{936}{65}$ | $\frac{1024}{103}$ | $\frac{1081}{47}$ | $\frac{1125}{102}$ | $\frac{1078}{40}$ | $\frac{1141}{32}$ | $\frac{1147}{61}$ | $\frac{955}{47}$ | $\frac{899}{50}$ | 0,68 |
| Витим, миоцен | 67 | $\frac{876}{70}$ | $\frac{872}{72}$ | $\frac{839}{87}$ | $\frac{1019}{36}$ | $\frac{954}{64}$ | $\frac{980}{33}$ | $\frac{1055}{25}$ | $\frac{1030}{44}$ | $\frac{903}{68}$ | $\frac{1016}{71}$ | 0,40 |
| Витим, плиоцен | 96 | $\frac{988}{77}$ | $\frac{1028}{103}$ | $\frac{1016}{87}$ | $\frac{1054}{52}$ | $\frac{1095}{97}$ | $\frac{1075}{56}$ | $\frac{1139}{44}$ | $\frac{1132}{64}$ | $\frac{1021}{70}$ | $\frac{936}{62}$ | 0,77 |
| Бартой, поток | 12 | $\frac{966}{61}$ | $\frac{970}{113}$ | $\frac{958}{85}$ | $\frac{1051}{118}$ | $\frac{1051}{63}$ | $\frac{1098}{83}$ | $\frac{1157}{66}$ | $\frac{1096}{44}$ | $\frac{977}{83}$ | $\frac{1009}{125}$ | 0,79 |
| Бартой, вулканы | 57 | $\frac{945}{53}$ | $\frac{1078}{91}$ | $\frac{936}{77}$ | $\frac{1011}{103}$ | $\frac{1087}{65}$ | $\frac{1166}{63}$ | $\frac{1210}{48}$ | $\frac{1118}{54}$ | $\frac{1053}{62}$ | $\frac{1009}{82}$ | 0,28 |
| Хамар-Дабан, р. Сухая | 20 | $\frac{1419}{89}$ | $\frac{1054}{102}$ | $\frac{1159}{142}$ | $\frac{1026}{102}$ | $\frac{1226}{89}$ | $\frac{1163}{49}$ | $\frac{1219}{38}$ | $\frac{1218}{62}$ | $\frac{1039}{72}$ | $\frac{949}{80}$ | -0,30 |
| Хамар-Дабан, вулканы | 17 | $\frac{911}{40}$ | $\frac{913}{47}$ | $\frac{899}{59}$ | $\frac{1039}{24}$ | $\frac{1038}{33}$ | $\frac{1042}{32}$ | $\frac{1112}{23}$ | $\frac{1086}{24}$ | $\frac{949}{44}$ | $\frac{1050}{56}$ | 0,29 |

Примечание. В числителе - средние температуры, °С, в знаменателе - дисперсия; в методе (ПР) свободный член уменьшен на 80 °С; КК - коэффициент корреляции между температурами по (МРШ) и (МКШ).

ки по равновесию ($T_{ди} - T_{эн ср} = 20 \text{ }^\circ\text{C}$ (в дальнейшем $-\Delta T$), коэффициент корреляции (КК) = 0,68 (см. табл. 11). Миоценовые ксенолиты более неравновесны и отражают этап остывания или подъема мантийного диапира $\Delta T = -26 \text{ }^\circ\text{C}$, КК = 0,30. Включения олигоценового этапа соответствуют разогреву $\Delta T = 46 \text{ }^\circ\text{C}$, который коснулся всей ассоциации, так как КК = 0,77. Плиоценовые лавы Джиды выносят ксенолиты, характеризующие в целом область остывания, причем ксенолиты бартойского потока ближе к равновесию ($\Delta T = -37 \text{ }^\circ\text{C}$ и КК = 0,79), чем включения из вулканов ($\Delta T = -79 \text{ }^\circ\text{C}$, КК = 0,28). Хамар-дабанские ксенолиты различаются. Если высокотемпературные лерцолиты некка в верховьях р. Сухая фиксируют мощный разогрев ($\Delta T = 63 \text{ }^\circ\text{C}$, КК = 0,30), то ксенолиты вулканов Тумусунский и Маргасанская сопка характеризуются ΔT , близкой к нулю, и низким КК = -0,29. Последнее согласуется с "независимым" структурным поведением ортопироксена, часто образующего крупные округлые зерна в плоскости течения оливиновых зерен и, по-видимому, "катящихся" в мелкозернистом существенно оливиновом агрегате. Коэффициенты корреляции зависят от однородности выборок. Присутствие пироксенитов и измененных пород снижает этот параметр, в частности это можно предполагать для вулканов Бартоя и Хамар-Дабана.

В целом можно констатировать, что ближе всего к состоянию равновесия витимские ксенолиты, причем олигоценовые и плиоценовые события сопровождались разогревом, возникшим вследствие внедрения пикритового расплава в олигоцене, и активизацией и миграцией базальтового в плиоцене. Ксенолиты базальтов миоценовых лавовых плато Витима и Хамар-Дабана отражают стадии снижения температуры за счет адиабатического подъема. Области интенсивной "метасоматической" (флюидно-расплавной) проработки (Бартой), видимо, отражают снижение температуры и дегазацию внедрившихся ранее расплавов. В этом случае температурная зональность на Бартое, выявленная ранее, отражает зональность вертикальную, т.е. разную глубинность очагов, в ореоле которых осуществлялся "метасоматоз".

Анализ диаграмм, полученных по методам (БМ)-(НГ) (см. рис. 28, 40), дает наглядное представление об эволюции вещества верхней мантии Витимского плоскогорья. За период времени между извержениями олигоценовых микробазальтов (по /41/, эоценовых) и плиоценовых туфов мантия в этом районе прогрелась на 50-100 $^\circ\text{C}$ при тех же давлениях. Этот разогрев устанавливается по большинству использованных методов (см. рис. 28). Он мог вызываться внедрением горячих магнезиальных расплавов, сформировавших зеленые пироксениты. Их фигуративные точки в РТ-координатах близки к точкам порфирокластических деформированных высокотемпературных лерцолитов (типа обр. 313-23, см. приложение, табл. 1-5), не обогащенных Ti, щелочами и Fe, как большинство аналогичных кимберлитовых включений /22, 32/. Найдены высокотемпературные пироксениты, фигуративные точки которых попадают в шпинелевую фацию, т.е. разогреву подверглись не только самые глубинные зоны. По-видимому, во всей колонне имелись области локализации горячих расплавов. Разогрев и привел к разложению амфибола, отсутствующего в ксенолитах миоцена, и частично пироба. На пироба, вероятно, повлияло главным образом всплывание диапира и снижение давления. На это, в частности, указывают положение фигуративных точек некоторых гранатсодержащих лерцолитов, попадающих в поле устойчивости шпинели, и в целом сдвиг по давлению всей области, которая опробуется ксенолитами плиоценовых лав по сравнению с включениями олигоценовых.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ РАЗРЕЗЫ

Зная положение геотерм, можно восстановить разрез верхней мантии и других изученных районов путем проекции температур на соответствующие геотермы.

В этих районах самый высокий разогрев можно ожидать для глубинных зон в Тункинской долине, поскольку различными геофизическими методами в оси БРЗ обнаружены аномалии, отдельными авторами интерпретируемые как магматические интрузии, внедрившиеся в пределы земной коры /35/. Прямые измерения теплового потока выявили в Тункинской долине аномалии теплового поля $\sim 70-80$ мВт/м² /96/. Тем не менее, сами петрографические особенности ксенолитов, представленных пироксенитами и габброидами, позволяют оценить для большинства ксенолитов значения давления от 8–12 кбар и ниже, т.е. характерные для низов коры. Вычисленные температуры (от 800 до 1000 °С) должны соответствовать самой высокотемпературной геотерме в данном районе. Однако для построения термического разреза этих данных явно недостаточно.

То же можно отметить и в отношении ксенолитов из верхней части лавовой толжи Хамар-Дабана. Эти ксенолиты также из нижней части земной коры, а присутствие собственно мантийных лерцолитов позволяет предполагать их нахождение вблизи границы кора – мантия. В целом они более высокотемпературны, чем ксенолиты плиоценовых лав. Для плиоценового этапа положение геотермы можно оценить лишь по одной псевдогранатовой ассоциации. Она будет располагаться заведомо выше Витимских: $T \sim 1000$ °С, $P = 12$ кбар. Гистограммы температур для ксенолитов вулканов показывают, что черные кумулаты должны локализоваться в самых верхних частях разреза верхней мантии. Вебстеритовые хромистые "анатектические" ассоциации также относительно низкотемпературны (все ниже 920 °С), что можно трактовать как концентрацию расплавов в верхних частях диапира. На гистограмме для влк. Тумусунский (рис. 30) существуют два максимума. Сравнение с ними температур ксенолитов базальных горизонтов "северного" и "южного" потоков отвечают низкотемпературному и высокотемпературному максимумам соответственно.

Геотерма мантии под Бартойскими вулканами, судя по небольшому числу точек для гранатовых вебстеритов, должна быть сдвинута в высокотемпературную область относительно витимских геотерм. Тем не менее, надо учитывать, что пироксениты чаще всего дают более высокотемпературные, чем лерцолитовые, геотермы.

Распределение температур перидотитовых ксенолитов бартойского потока и вулканов обнаруживает несколько пиков. Существует четкая граница между амфиболовыми и флогопитовыми лерцолитами в интервале 980–1020 °С, что соответствует данным по устойчивости амфибола /159, 216/. В разное время и из разных образцов были выполнены три серии анализов по бартойским включениям. Вывод о температурном различии между амфиболовыми и флогопитовыми лерцолитами во всех случаях подтвердился. Отметим также близость температурных максимумов у ксенолитов потока и вулканов: хотя в первых практически отсутствуют водосодержащие минералы.

Гистограмма двупироксеновых температур по анализам минеральных ассоциаций ксенолитов Витимского плоскогорья миоценового возраста резко сдвинута в низкотемпературную область. Многие температуры ниже 800 °С вызывают сомнение, так как за этим порогом Са–Mg распределение в пироксенах, согласно мнению некоторых авторов /15, 87/, блокируется. Самые низкие температуры получены для ксенолитов из нижних частей лавовой тол-

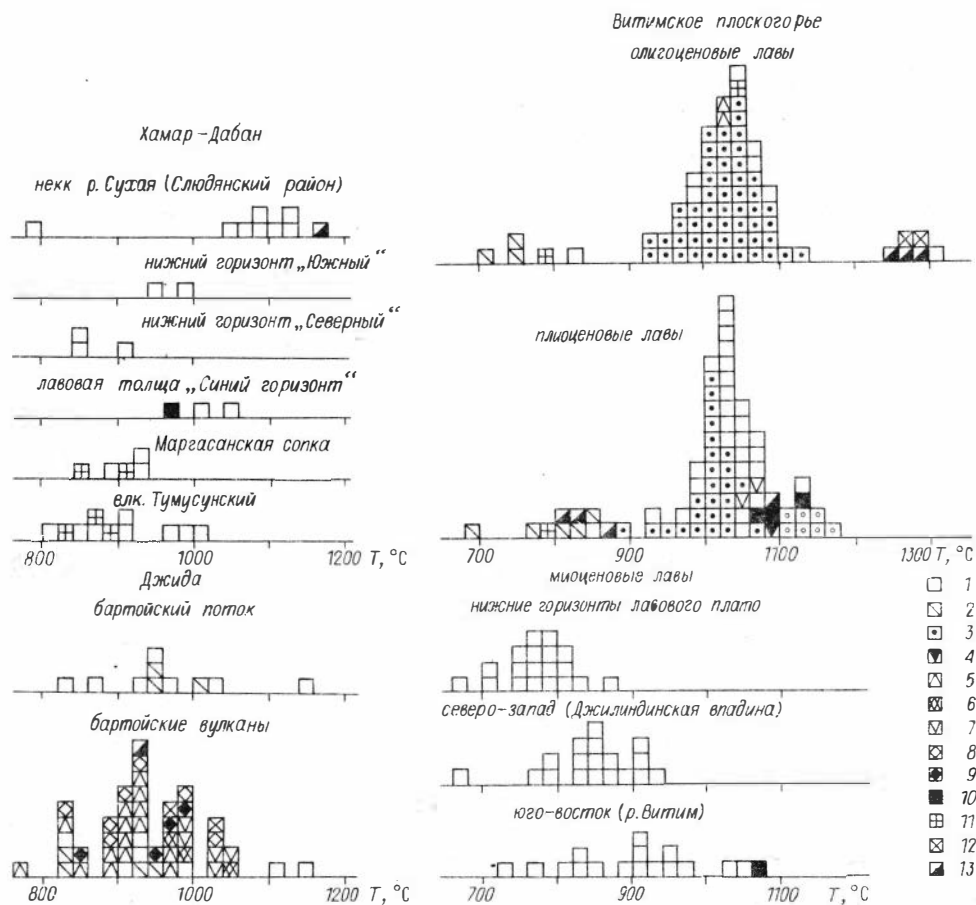


Рис. 30. Температурные гистограммы для отдельных районов БРЗ.

1 - шпинелевые лерцолиты; 2 - деплетированные шпинелевые лерцолиты; 3 - гранатовые лерцолиты; 4 - гранатовые лерцолиты с флогопитом; 5 - шпинелевые лерцолиты с амфиболом; 6 - шпинелевые лерцолиты с амфиболом и флогопитом; 7 - шпинелевые лерцолиты с флогопитом; 8 - амфибол-флогопитовые жилы; 9 - реакционные зоны амфибол-флогопитовых жил; 10 - реакционные шпинелевые лерцолиты; 11 - анатектические вебстериты; 12 - железомagneзиальные кумулаты; 13 - черные кумулаты.

ши. Миоценовые ксенолиты представлены включениями нескольких местонахождений, причем для многих из них, особенно из юго-восточной части плато, температурные интервалы довольно значительны, поэтому сколько-нибудь законченной картины на гистограммах не выявлено, а число анализов невелико. Среди ксенолитов этого этапа практически нет реперных ассоциаций, что затрудняет реконструкцию разрезов верхней мантии. Можно лишь отметить, что ксенолиты миоценового этапа представляют самую верхнюю часть этих разрезов или даже блоки (диапиры) мантийных пород, внедрившихся в кору.

Температурные распределения для олигоценского и плиоценового этапов на Витимском плоскогорье построены на достаточно обширном материале и наиболее представительны. В гистограмму плиоценового этапа объединены ксе-

нолиты трех близкорасположенных вулканов и их потоков. Гистограммы двух этапов имеют ряд одинаковых характерных особенностей. Во-первых, достаточно четкий главный максимум, представленный ксенолитами примитивной (по составу) группы. Для ксенолитов олигоценового этапа он более высокотемпературен (1060–1080 °С), чем для плиоценовых (1020–1040 °С). Эти максимумы хорошо совпадают со средними температурами. Во-вторых, есть максимум или серия небольших максимумов в низкотемпературной области, которые представлены преимущественно ксенолитами D- и A-типов. В-третьих, четкий максимум расположен в высокотемпературной области. Он довольно далеко отстоит от главного для олигоценовых ксенолитов и представлен железомagneзиальными пироксенитами, черными пироксенитами и лерцолитами, несущими признаки взаимодействия с расплавами. Высокотемпературный максимум плиоценовых ксенолитов образован преимущественно более железистыми и титанистыми породами. Характерно, что и среди пород, относящихся к главному максимуму, флогопитсодержащие сдвинуты в высокотемпературную область, т.е., скорее всего, образовались при участии высокотемпературных расплавов или флюидов, отделившихся от них.

ОБЛАСТЬ И МЕХАНИЗМ ЗАХВАТА ВКЛЮЧЕНИЙ

Описанные выше гистограммы можно использовать для проверки модели захвата включений мантийными магмами. Она была рассмотрена С.В. Соболевым и В.Е. Артюшковым /4, 91/ и базируется на нескольких положениях: 1) возможность возникновения вследствие конвективного движения в камере и самопродвижения магматических трещин из-за разности давлений в ее верхней и нижней частях; резкое ускорение скорости движения трещин при наличии на ее конце газового пузырька; 3) возможность выноса ксенолитов определяется главным образом скоростью подъема расплава к поверхности. С этой позиции главный максимум надо рассматривать как область ретроградного вскипания поднимающихся расплавов или вследствие раскрытия системы за счет взаимных тектонических сил. Высокотемпературные включения должны в таком случае представлять стенки и близлежащие контактовые зоны мантийных камер и жил. Низкотемпературный максимум, скорее всего, соответствует области перехода кора – мантия, где возможны флуктуации скорости подъема из-за различий в механических свойствах пород земной коры и верхней мантии.

Несколько иные представления в тезисной форме сформулированы в работе /31/, где предполагается, что главный максимум на гистограмме обязан своим образованием резкому ускорению движения расплавов при переходе магматических расплавов межзернового просачивания в систему открытых трещин, появившихся при хрупких деформациях, т.е. из области, где вещество находится в частично расплавленном состоянии (астеносферы, мантийного диапира), в область, свободную от жидкостей. Образование трещин должно происходить под давлением внешних тектонических сил. Однако присутствие высокотемпературных реакционных пород предполагает в этом случае образование линз частично расплавленного вещества за счет поступления снизу каких-то горячих расплавов.

Дополнительный материал для рассмотрения и решения данного вопроса могло бы дать установление зависимости между вычисленными температурами, формой и размерами ксенолитов. Действительно, если высокотемпературные реакционные ксенолиты были локализованы в мантии гипсометрически ниже, то они должны были бы иметь меньшие размеры из-за малых начальных ско-

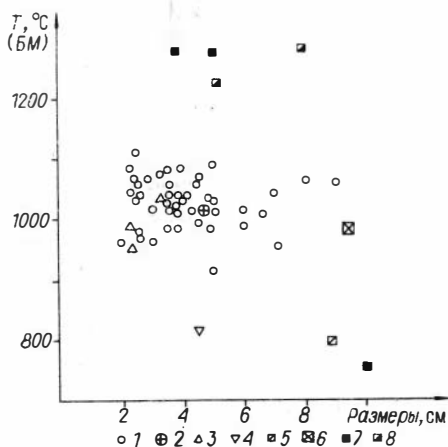


Рис. 31. Зависимость между размерами ксенолитов и вычисленными температурами для ксенолитов пикробазальтов Витимского плоскогорья.

1 - гранатовые лерцолиты; 2 - шпинелевые лерцолиты; 3 - амфиболовые лерцолиты; 4 - флогопитовые лерцолиты; 5 - деплетированные лерцолиты; 6 - шпинелевый лерцолит с вебстеритовыми прожилками; 7 - черные кумулаты; 8 - железомagneзиальные кумулаты.

ростей движения расплава и вследствие механического воздействия. Такого рода график был построен для ксенолитов олигоценых лав, однако на нем не обнаружилось каких-либо четких закономерностей (рис. 31). На наш взгляд, тенденции к уменьшению размеров ксенолитов по мере возрастания температур тем не менее имеют место. Можно, в частности, сослаться на тот факт, что более глубокие гранатовые лерцолиты в плиоценовых лавах редко достигают 2-3 см в поперечнике, в единичном случае - 8 см, тогда как шпинелевые до 15-20 см в поперечнике встречаются довольно часто.

Надо отметить, что для установления зависимости между глубиной ксенолитов и их размерами надо предпринять специальные исследования, тогда как в нашей коллекции многие образцы представляли собой "обломки обломков" и не могли служить для таких выводов.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ

При интерпретации построенных гистограмм подразумевалось, что в мантии на одних и тех же уровнях нет места температурным неоднородностям и что температуры прямо связаны с глубиной и отвечают геотермическому градиенту. Однако обломки магматических жил, установленные в ксенолитах, предполагают наличие горячих контактов. С помощью минеральных термометров они были подтверждены в большинстве случаев (см. рис. 16, 17) для ксенолитов, содержащих пироксенитовые жилы. Разница в температурах, рассчитанных вблизи контакта и на удалении 2-4 см от него (больше не позволяли размеры ксенолитов), в основном не превышала 20-60 °C, по мере удаления от контакта затухает и температурный градиент. Таким образом, пики на температурных гистограммах, скорее всего, действительно соответствуют образцам, захваченным на разных глубинах. Тем не менее, можно полагать, что составы минералов, группирующиеся вдоль линий совместного роста железистости и температур в пределах 60 °C (см. рис. 13, 17), могут отвечать породам, захваченным в одной и той же области мантии, хотя эти линии в принципе можно интерпретировать и как тренды реакционного воздействия поднимающихся расплавов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУР ПО ПЛОЩАДИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО РАЙОНА

На Витимском плоскогорье обнаружено большое количество вулканов и потоков, содержащих глубокие включения. Проанализировав более 220 ассо-

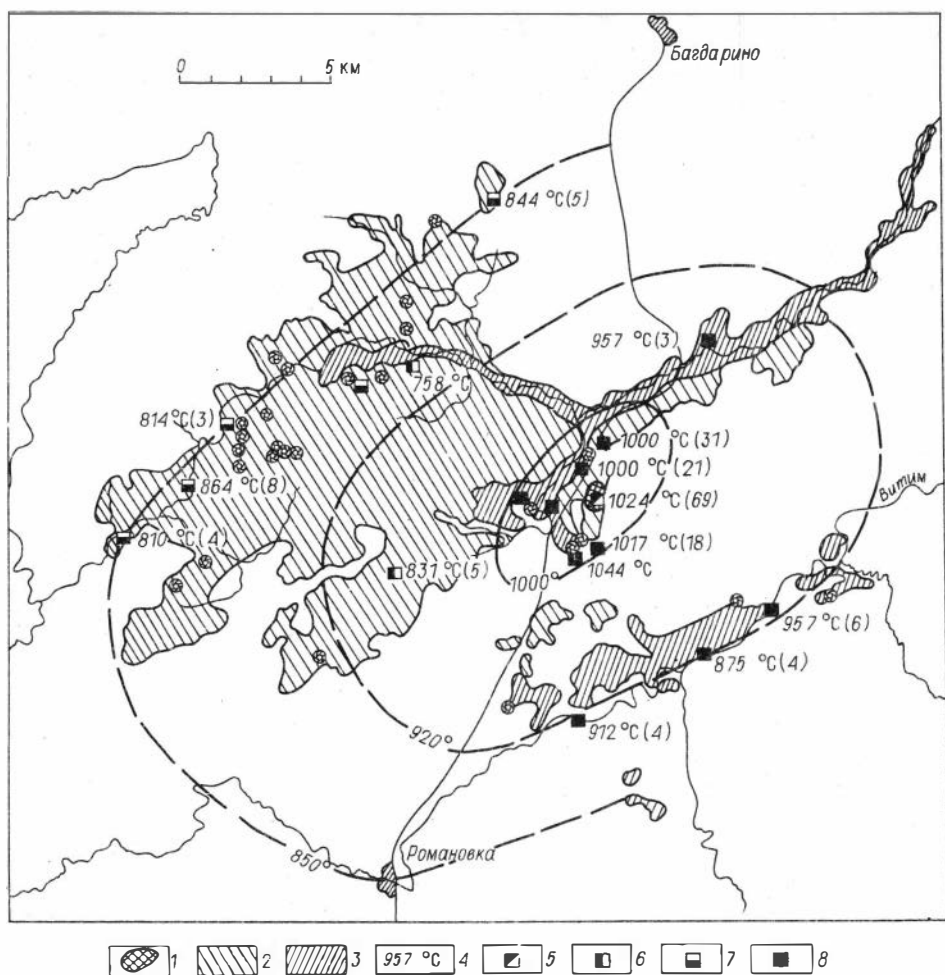


Рис. 32. Распределение средних для отдельных местонахождений температур по площади Витимского вулканического района.

Базальтоиды: 1 - плиоценовые, 2 - миоценовые, 3 - олигоценые (зоэноновые); 4 - средние дупироксеновые по (БМ) температуры для мантийных включений отдельных местонахождений (в скобках количество ассоциаций); местонахождения различного возраста: 5 - олигоценые, 6 - из нижней части миоценового лавового плато, 7 - из позднеплиоценовых потоков и вулканов, 8 - плиоценовые.

циаций мантийных ксенолитов из различных местонахождений (из которых 20 из коллекции С.В. Рассказова), были рассмотрены закономерности площадного распределения температур на уровне захвата включений в мантии этого района. Для этого были усреднены температуры для отдельных местонахождений, так как выявить главный максимум во многих случаях не удалось. Однако сам факт его существования с большой вероятностью предполагает близость средней для данного местонахождения температуры к темпе-

ратуре главного максимума, характеризующего уровень, с которого расплавы начали быстро подниматься вверх.

Обнаружено, что в центре Витимского плоскогорья температуры в среднем порядке 1020–1040 °С, тогда как по периферии в юго-восточном районе по р. Витим и в северо-западном по Джилдиндинской впадине в верховьях рек Бол. и Мал. Амалат средние температуры значительно ниже (рис. 32). Этот факт можно было бы принять в качестве доказательства существования мантийного диапира под Витимском плато, однако в данном случае, учитывая, что во всех периферийных районах ксенолитсодержащие лавы изливались лишь в миоцене, мы имеем дело с миграцией уровня магмоотделения во времени из пироповой фации (олигоцен) вверх к границе кора – мантия и затем обратно вниз, на уровни гранат–шпинелевого перехода (плиоцен). Знаменательно то, что миграция, вероятно, и есть доказательство существования мантийных диапиров. Во всяком случае, в факте локализации наиболее глубоких магматических расплавов в самом центре вулканического района проявляются признаки центрально-симметричного строения глубинных зон Витимского плоскогорья и, возможно, других ареалов кайнозойского вулканизма в Байкальской зоне.

Глава V

ЭВОЛЮЦИЯ ГЛУБИННЫХ РАСПЛАВОВ ПО ПРОДУКТАМ ИХ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ

Мегакристаллами называют мономинеральные крупные монокристаллические обособления, обычно имеющие ксеноморфные или округлые очертания, встречаются они, как правило, в тех же порциях лав, что и глубинные ксенолиты /32/. Их считают либо глубинными протокристаллами щелочных базальтоидов, кимберлитов и родственных им мантийных магм, либо продуктами дезинтеграции специфических крупнозернистых мантийных пород типа пегматитов. Мегакристаллы отличаются довольно крупными размерами – обычно 1–5 см, высокой химической однородностью и присутствием расплавных /11/ и (очень часто) флюидных включений. Особенности химизма мегакристаллов или, как их еще называют, ксенокристаллов схожи с таковыми включений черной группы, однако на диаграммах они образуют отдельные поля и тренды, что позволяет считать их отдельной группой глубинных включений. Кроме того, большинство мегакристаллов образованы при высоких температурах (1100–1300 °С), судя по высокому отношению $Mg/(Ca+Mg)$ в клинопироксенах, температурам гомогенизации расплавных включений и экспериментальным данным. Это позволяет предполагать непосредственную связь мегакристаллов и выносящих их лав. Отсюда вытекает несомненная важность рассмотрения мегакристаллов при решении вопросов генезиса и эволюции мантийных магм.

В лавах БРЗ набор мегакристаллов обычный. Здесь обнаружены почти все типы этих минералов, за исключением, пожалуй, циркона и корунда. Это титан-эгирин-авгит, щелочной полевой шпат (шпш) – санидин или анортоклаз, амфибол (керсутит, ферропаргасит), Ti-биотит, пироповый гранат, оливин, ортопироксен, ильменит, титаномагнетит.

Распространение тех или иных типов мегакристаллов в различных местонахождениях приведено на диаграмме (см. рис. 6). В данной работе проанализированы практически все типы мегакристаллов, обнаруженных в районе (см. приложение, табл. 27).

Клинопироксен – сквозной минерал всех изученных местонахождений, кроме некка в верховьях р. Сухая. В зависимости от железистости, варьирующей от 10 до 30 %, он имеет цвет от темно-зеленого до смоляно-черного. Были проанализированы 68 минералов этого типа из разных местонахождений. Коэффициенты корреляции между Ti, Na, Al, Fe, Mn, Ca в выборке из 68 минералов значимо (95 %) положительны, причем наивысшими являются КК между первыми тремя элементами, а КК всех перечисленных компонентов с Mg, Si – отрицательны, т.е. в изученной выборке имеет место замещение одного лишь энстатитового минала по мере падения температуры. Интересно, что, начиная примерно с 20 %, общая железистость растет главным образом за счет Fe³⁺. Таким образом, в мегакристах клинопироксена наиболее высоко содержание миналов $\text{NaTi}[\text{AlSiO}_6]$ и $\text{NaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Причем в наиболее железистых разностях рост Fe уже не сопровождается существенным увеличением Na, а иногда и Ca, Ti (рис. 33). Минералы такого типа уже попадают в поле составов клинопироксенов полиминеральных кумулатов: эклогитоподобных гранатовых пироксенитов на Бартое и черных оливиновых вебстеритов на Хамар-Дабане и Витимском плато. Магнезиальные разности (f = 12–18 %) мегакристаллов также частично перекрываются по составу с клинопироксенами железомagneзиальных вебстеритов. Таким образом, особую группу собственно мегакристаллов, отличную от других, составляют лишь клинопироксены с f = 16–28 %. На Бартое эта группа более железиста, чем в плиоценовых лавах на Витиме, мегакристаллы хамар-дабанских и витимских (олигоценых) пикробазальтов исключительно мегнезиальны. Это согласуется с пониженной железистостью выносящих их расплавов.

Кластерный анализ позволил более строго выделить группы в пределах выборки. Их характеристики приведены в табл. 12.

Если содержание жадеитового минала прямо связывать с давлением, то, сравнивая между собой витимские и бартойские мегакристаллы, нетрудно убедиться, что первые более глубинны, так как при одной и той же концентрации Fe содержат значительно больше Na. Хамар-дабанские и (особенно) тункинские клинопироксены еще менее глубинны. Это обстоятельство было впервые замечено С.В. Рассказовым [75, 81] и послужило основой для вывода об углублении уровня магмогенерации по мере удаления от оси рифта. Однако содержание жадеитового минала обратно связано с температурой. Тем не менее, учитывая Ca / (Ca + Mg) отношение в сравниваемых пироксенах, этот вывод остается в силе. Вопрос о том, какой процесс ответствен за образование трендов состава клинопироксенов, не исследован. Учитывая, что изменения связаны с падением Mg, можно допустить диффузионный обмен расплавов, сформировавших черные пироксениты, с перидотитами. Как показало изучение контактов пироксенитовых жил, ширина диффузионных зон невелика (см. рис. 16), и там температуры, определяемые по (МКШ), наоборот, растут с увеличением железистости за счет температурного градиента между холодной мантией и горячей магмой. Тогда наблюдаемое снижение температуры от 1450 до 1230 °C (а значения температур по этому методу, вероятно, завышены) может отвечать лишь внутренним зонам таких жил, где может наблюдаться кристаллизация из остывающей эволюционирующей магмы. Но в гигантозернистых черных пироксенитах зональности обнаружить не удалось на расстоянии порядка 6 см. Вероятно, зональность можно установить лишь на более протяженных отрезках. Но, скорее всего, тренды изменения состава клинопироксенов связаны с разными порциями или разными уровнями фракционирования магмы. Наличие отдельных групп свидетельствует о пульсационном характере внедрения расплавов.

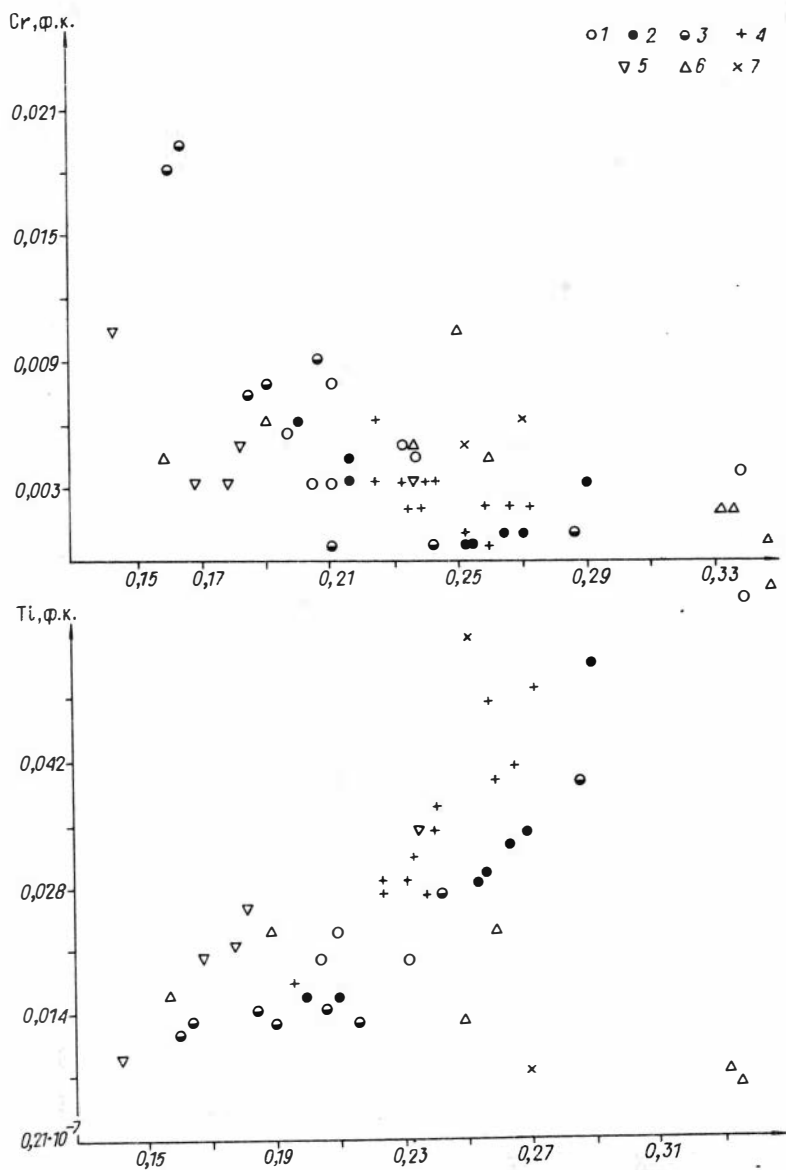
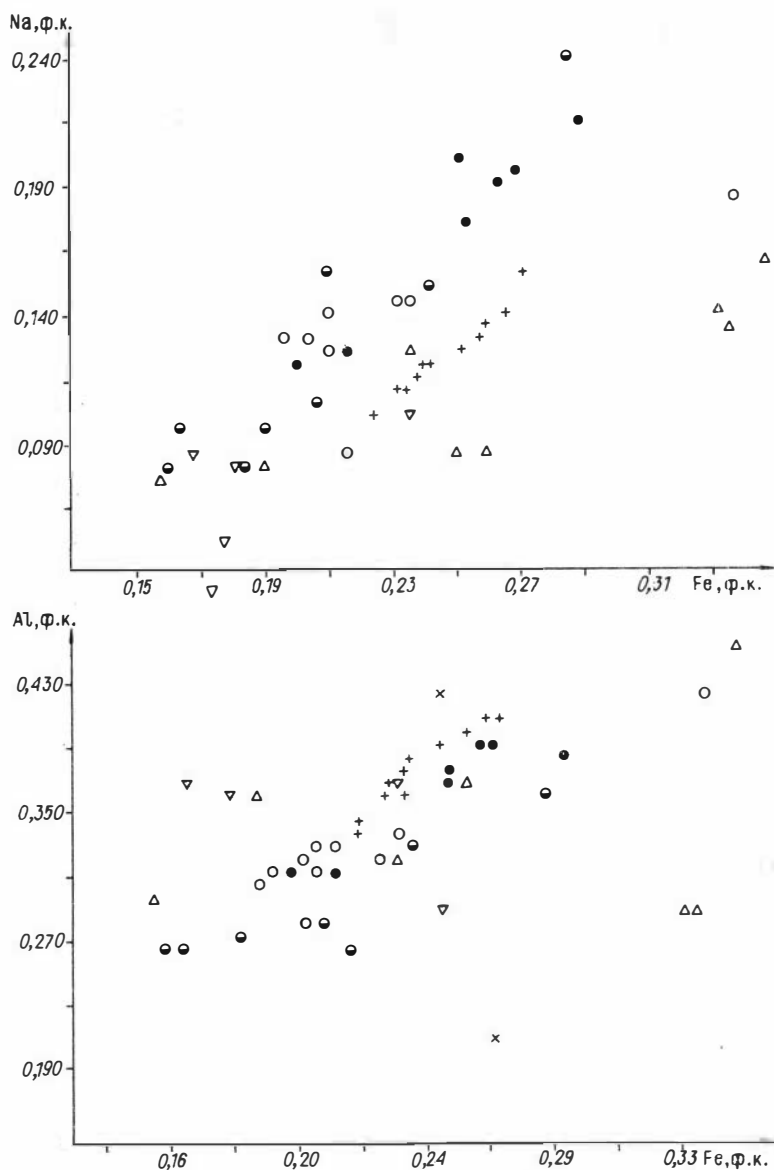


Рис. 33. Вариационная диаграмма для мегакристаллов клинопироксена.

Витимское плоскогорье: 1 - из пикробазальтов, 2 - из плиоценовых вулканов, 3 - из плиоценовых потоков; 4 - Бартойские вулканы; Хамар-Дабан: 5 - из лавовой толщи, 6 - из вулканов, 7 - Тункинская долина.

Пироповый гранат обнаружен на Бартойских вулканах /97/, где в качестве ювелирного сырья был предметом разведочных работ. На Витимском плоскогорье был найден единственный мегакристалл в лавовом потоке близ влк. Кандидушка. Аналогичные мегакристаллы граната обнаружены в Монголии /47/, Шотландии /124/, Нигерии, Новой Зеландии /47/, Сирии /102/ и



в ряде других мест. Размеры гранатовых желваков на Бартое достигают 20 см. Однако это не монокристаллы, а сростки крупных (до 3 см) отдельных индивидов, которые при дроблении обнаруживают индукционные поверхности совместного роста. Пироповые желваки раздроблены, по сетке трещин развиты зеленовато-серые келифитовые агрегаты, иногда нацело замещающие пироп. В базальтовых потоках пироп обычно полностью перерабатывается. Бартойские пироповые гранаты менее железисты (26–33 %), чем монгольские (36–40 %). На Бартое мегакристаллы слагают отдельную группу, отличную от гранатов из железомagneзиальных вебстеритов и черных кумулатов.

Оливин. Крупные оливиновые мегакристы (3x2x2,5 см) обнаружены на Бартое, Хамар-Дабане, Витимском плоскогорье. Их отличают от ксенокристов,

Таблица 12. Результаты кластерного анализа клинопироксеновых мегакристов

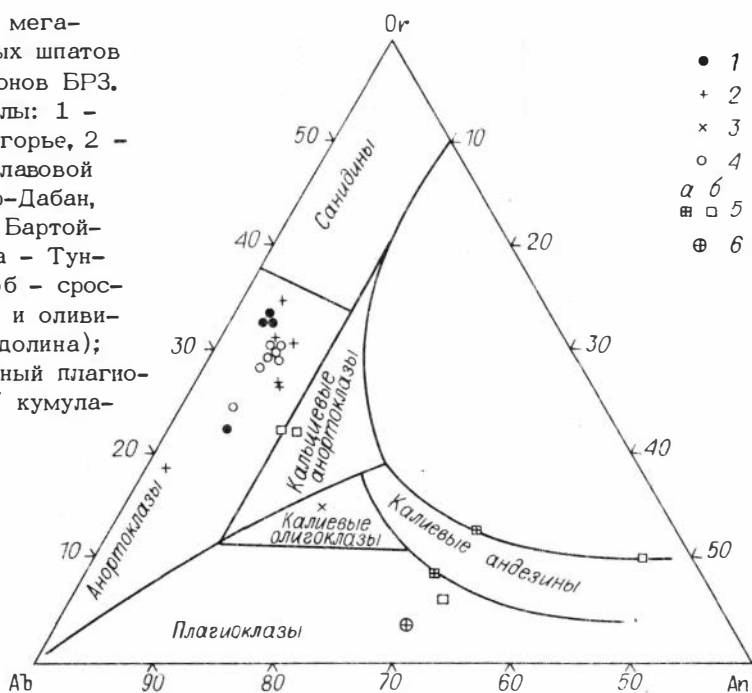
| | Кластеры | Число анализов | Средний состав для кластеров, ф.е. | | | | | | |
|-----|---------------------------------|----------------|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | | | Si | Ti | Al | Fe | Mg | Ca | Na |
| I | Витим (плиоцен), железистые | 5 | 1,832 | 0,034 | 0,382 | 0,258 | 0,711 | 0,620 | 0,190 |
| II | Бартой, железистые | 5 | 1,791 | 0,043 | 0,399 | 0,259 | 0,738 | 0,656 | 0,137 |
| III | Витим (плиоцен), магнезиальные | 10 | 1,863 | 0,016 | 0,318 | 0,214 | 0,935 | 0,536 | 0,127 |
| IV | Витим (олигоцен), магнезиальные | 9 | 1,881 | 0,013 | 0,277 | 0,179 | 0,978 | 0,571 | 0,090 |
| V | Бартой, магнезиальные | 8 | 1,817 | 0,029 | 0,304 | 0,225 | 0,795 | 0,641 | 0,151 |
| VI | Хамар-Дабан, магнезиальные | 6 | 1,804 | 0,226 | 0,359 | 0,178 | 0,901 | 0,673 | 0,081 |

возникающих за счет дробления крупнозернистых лерцолитов, заметные концентрации Al_2O_3 - 0,03-0,019 %, CaO - 0,08-0,18 % и TiO_2 - до 0,070 %. Вероятно, они возникли в результате дробления порфиробластических пород, подобных описанным С. Эренбергом, так как в одном случае обнаружены сростки с мелкими зернами пироксенов.

Щелочной полевой шпат не обнаружен пока лишь в пикробазальтах Витимского плоскогорья и в магнезиальных нефелинитах Чикойского района, которые, судя по обилию пироповых лерцолитов в них, отделились от субстрата на больших глубинах. На Хамар-Дабане встречены потоки, содержащие только этот тип мегакристов, что можно объяснить всплыванием вследствие малой плотности этого минерала. Вариации состава этого минерала в данном районе меньше, чем у монгольских. На диаграмме $Ab-An-Or$ (рис. 34) разброс вдоль стороны $Ab-Or$, по-видимому, регулируется Na/K отношением материнских расплавов, не исключено, что это отношение связано и с глубиной образования, так как содержание K максимально в Витимских и минимально в Тункинских лавах. Содержание An максимально в ШПШ из сростков с другими минералами - оливином, ильменитом, образовавшимися, вероятно, на небольших глубинах. Богатый K санидин встречен лишь в клинопироксен-плагиоклазовом кумулате, где он слагает друзочки в пустотах. Это может сви-

Рис. 34. Состав мега-кристаллов полевых шпатов из различных районов БРЗ.

Мегакристаллы: 1 - Витимское плоскогорье, 2 - Хамар-Дабан, из лавовой толщи, 3 - Хамар-Дабан, из вулканов, 4 - Бартойские вулканы, 5а - Тункинская долина; 5б - сросток с ильменитом и оливином (Тункинская долина); 6 - интеркумулусный плагиоклаз из "черного" кумулата (Бартой).



детельствовать о том, что присутствие флюидной фазы способствует повышению активности калия.

Ортопироксен редок. Обильные нодулы этого минерала встречаются лишь в базальтах некка на р. Сухая, где он является продуктом дезинтеграции многочисленных черных ортопироксенитов, имеющих прямые контакты с перцолитами. Кроме того, он встречен в лавах "серого горизонта" на Хамар-Дабане, в пикробазальтах Витимского плато и здесь же описан С.В. Рассказовым /75/ в миоценовых лавах. Он отличается низкой железистостью 17-18 %, высоким содержанием СаО ~1,8-2,5 %. В целом он характерен для магнезиальных доплиоценовых лав, возникающих при высоком тепловом потоке.

Амфибол в виде мегакристов встречен лишь на Бартое совместно с Ti-биотитом и в одном случае в туфах пикробазальтов на Витимском плоскогорье. Хотя этот минерал принято называть керсутитом, на классификационных диаграммах он попадает в поле титанистого ферропаргасита. Часть относительно магнезиальных мегакристов сходна по составу с амфиболами из жил. Для мегакристаллов свойственны высокие K/Na отношения. В них часто присутствуют газовые пустоты в виде параллелограмма с закругленными краями. Встречены гигантозернистые амфиболиты, содержащие в виде включений в газовых пустотах санидин и флогопит. Они образуют прерывистые цепочки и заполнены наполовину минералом, наполовину газом.

Ti-биотитовые мегакристаллы отличают от других групп глубинных слюд отсутствие Cr, несколько более низкие концентрации Ti, Al и Na. Наиболее магнезиальные мегакристаллы образованы за счет дробления амфибол-флогопитовых жил.

Ильмениты встречены пока на Витимском плоскогорье (в сростке с титаномагнетитом) и на Бартое. Он образует небольшие округлые выделения (до 1 см). Для него характерна примесь MgO до 5 %, что расценивается как по-

казатель глубинности /20/, и Al_2O_3 - до 1 %. Отметим находку пикроильменита в жилке гибридного состава в ксенолите 98/2 (влк. Тумусунский), возникшей вследствие затека базальтового расплава и взаимодействия его с ксенолитом. Пикроильменит в сростке с К-олигоклазом из лавового потока на р. Хобок (Тункинская долина) близок по составу к мегакристам Бартоя. Таким образом, можно считать, что ильменит кристаллизуется в субликвидусе близко одновременно с ЩПШ.

Ti-магнетит - сквозной минерал мегакристовых ассоциаций в лавах изученных районов. Его размеры редко достигают 0,8 см, часто присутствуют газовые пустоты. В состав магнетита постоянно входят Al_2O_3 (4-5 %) и TiO_2 (6-17 %), которыми наиболее обогащены хамар-дабанские магнетиты, по-видимому, высокотемпературные. Расчетное Fe^{3+} выше, а Al_2O_3 ниже в бартойских, что характеризует более окисленные условия образования.

Условия образования и последовательность кристаллизации мегакристаллов можно попытаться восстановить, учитывая: 1) сонахождение в сростках; 2) устойчивые ассоциации в лавах; 3) соотношения их составов с предполагаемой эволюцией расплавов, в частности по железистости; 4) экспериментальные данные по кристаллизации в базальтовых системах. Обзоры экспериментальных данных приведены в работах /43, 26, 28, 32, 85/. Как следует из диаграмм на рис. 35 /212, 111/, гранат должен появляться на ликвидусе при $P > 30$ кбар, однако в водонасыщенных расплавах - при значительно меньших давлениях (~18-15 кбар) /63/. В составах, близких к обычным базанитам, первая фаза - клинопироксен - появляется при $P > 20$ кбар, в толентовых - при $P > 10$ кбар. Это и объясняет его преобладание среди мегакристаллов, так как реальные условия мантийного фракционирования базальтовых расплавов близки к ~13-30 кбар. При $P < 10$ кбар на ликвидусе устойчив оливин.

Можно утверждать, что определенным типам лав свойственны те или иные ассоциации мегакристаллов. Как было показано в этой главе, а ранее В.В. Кепежинским /47/ и С.В. Рассказовым /75, 71/, мегакристаллы пиропы, клинопироксена и других минералов также меняют свой состав в соответствии с составом базальтов-хозяев. Железистым, высокощелочным окисленным лавам типа бартойских, шаварын-царамских свойственны мегакристы граната, амфибола, титан-биотита. Появлению этих минералов, в частности граната, способствуют высокое содержание H_2O в расплаве /63/ и повышенная железистость. Магнезиальные высокотемпературные расплавы, имеющие высокие ликвидусные температуры, содержат ортопироксен - более высокотемпературный по сравнению с клинопироксеном минерал. Обычным базанит-мелагавайитовым лавам соответствуют ассоциации мегакристаллов ЩПШ и клинопироксена.

Сростки клинопироксена с гранатом обнаружены в бартойских и шаварын-царамских лавах, где первым кристаллизовался пироп, а в витимских пикробазальтах - клинопироксен, гранат же слагает интерстиции в гигантозернистых пироксенитах. Кроме того, клинопироксен обнаружен в виде включений в анортотклазе и в сростках с ним в кумулатах на Бартою. Клинопироксен в сростках с амфиболом постоянно встречается в жильных породах. Кроме того, устойчива и жильная амфибол-флогопитовая ассоциация, кристаллизация которой завершается появлением ЩПШ. Заканчивается этот ряд ассоциациями ЩПШ с окисными фазами, обнаруженными в сростках.

Проверить схему кристаллизации можно, оценив по железистости мегакристаллов магнезиальность расплавов, из которых они кристаллизовались, считая, что она изменяется в сторону увеличения. Для оценки коэффициентов

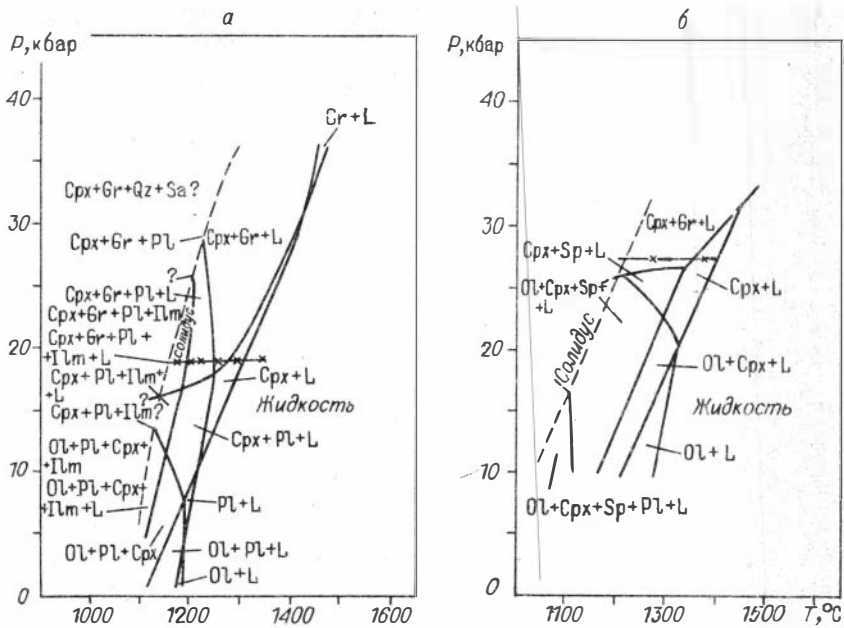


Рис. 35. PT-диаграммы для оливинового толеита по /214/ (а) и базальта /101/ (б).

распределения Mg и Fe, между расплавом и соответствующими минералами были привлечены экспериментальные данные В. Майсена и А. Бетчера /63/ по плавлению расплава В (шпинелевый перидотит, Гавайские острова) при $T = 1100 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 15 \text{ кбар}$ и f_{O_2} на уровне МН-буфера. Применяя по-

лученные коэффициенты к природным мегакристам (выбирались лишь составы, отличные от других групп пород), получили следующую магнезиальность сосуществующих расплавов (%):

| | | |
|--------------------|----------------|--------------------------|
| | Оливин | |
| Маргасанская сопка | | а) ОЛ ₁₃ - 59 |
| влк. Кандидушка | | б) ОЛ ₁₅ - 58 |
| | Ортопироксены | |
| Хамар-Дабан, некк | | а) РП ₁₇ - 56 |
| р. Сухая | | б) РП ₁₇ - 56 |
| "серый горизонт" | | б) РП ₁₇ - 56 |
| | Пиропы | |
| Бартой | | { Гр ₂₆ - 55 |
| | | { Гр ₃₃ - 50 |
| | Клинопироксены | |
| Бартой | | { МП ₂₀ - 56 |
| | | { МП ₂₈ - 51 |

| | | |
|--------|----------|--------------------------|
| | Амфиболы | |
| Бартой | | { Амф ₄₀ - 41 |
| | | { Амф ₅₃ - 32 |
| | Слюды | |
| Бартой | | { Би ₅₃ - 31 |
| | | { Би ₄₇ - 27 |

Естественно, что эти оценки весьма приблизительны, поскольку реальные температура, давление и f_{O_2} в процессе эволюции расплава также меняются. Тем не менее, ясно, что образование всего набора мегакристаллов должно отвечать условию почти полной кристаллизации расплавов в слепых жилах или камерах. В то же время при последовательной кристаллизации различных фаз получился непрерывный ряд изменения магнезиальности составов от 59 до 27 %, что в какой-то мере снижает проблему дискретности состава мегакристаллов на вариационных диаграммах для отдельных видов минералов (см. рис. 21-23). Учитывая наличие флюидных включений, гомогенность составов мегакристаллов и, по-видимому, близость базальтовых расплавов к определенным котектикам, в частности клинопироксен-гранатовой, можно ожидать, что образование мегакристаллов происходило в спокойных условиях в слепых жилах или небольших камерах наподобие пегматитов из расплавов, близких к тем, что выносят их на поверхность. Естественно, что захватывались преимущественно включения, родственные базальтовой магме, но могли выноситься продукты и ранних этапов фракционирования мантийных расплавов.

Кумулятивные включения выделяются главным образом на основе повышенной железистости, отсутствия Cr и других особенностей химизма минералов, а также по петрографическим признакам - наличию ритмично-полосчатых текстур и во многих случаях гипидиоморфно-зернистых и пойкилитовых структур. В разных местонахождениях кумулятивные нодулы имеют свои характерные черты. Здесь будут рассмотрены лишь наиболее полно охарактеризованные ксенолиты Витимского плоскогорья и Бартойских вулканов.

Для сравнения кумулятивных ксенолитов основным эволюционным параметром естественно принять железистость. Как показали расчеты, при удалении любых реальных составов мегакристаллов клинопироксена, граната, амфибола из состава ксенолитсодержащих базальтов, железистость остаточных расплавов возрастает, причем состав остаточного расплава при отделении магнезиального Kp и Gr вполне согласуется с трендами базальтовых лав, обнаруженных в природе.

Среди включений Бартойских вулканов можно выделить три группы пород кумулятивного типа. Это железомagneзиальные вебстериты с $f = 12-18\%$. Наиболее магнезиальные из них представлены обломками кливажированных гигантозернистых пироксенитов, а более железистые - оливиновыми вебстеритами с псевдоморфозами по гранату и уже затем следуют кумулятивные гранатовые лерцолиты. Тренд изменения состава минералов включений этой группы довольно странный; увеличение Fe сопровождается уменьшением концентраций в пироксенах базальтоидных компонентов (Na, Ti, Al). Если этот тренд не ложный, т.е. действительно сформирован при фракционировании единой порции расплава, то его можно объяснить лишь фракционированием и контактовым диффузионным взаимодействием довольно низкощелочного и магнезиального расплава с перидотитами субстрата. Тогда в относительно низкотемпературной зоне, куда должны устремляться щелочи и амфотерные окислы, мо-

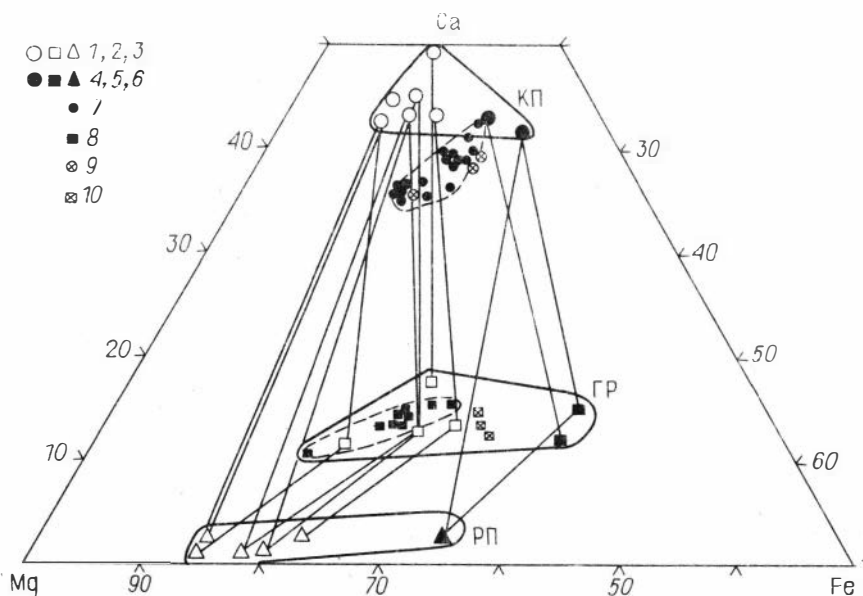


Рис. 36. Диаграмма Mg-Ca-Fe для сосуществующих минералов из кумулативных включений Бартоя.

Железомагнезиальные включения: 1 - клинопироксен, 2 - гранат, 3 - ортопироксен; черные кумулаты с плагиоклазом: 4 - клинопироксен, 5 - гранат, 6 - ортопироксен, 7 - мегакристаллы клинопироксена, 8 - мегакристаллы граната, 9, 10 - сингенетичные вроски клинопироксена в мегакристаллах граната из вкл. Шаварын-Царам (Монголия) /47/.

гут формироваться крупнозернистые пироксениты, а в более горячих эндоконтактовых частях в результате направленной кристаллизации - ритмично-полосчатые кумулаты, отражающие особенности состава расплава и высокие температуры кристаллизации. Следующая разновидность пород относится к черной группе. Это крупнозернистые гранатовые клинопироксениты. Состав клинопироксенов перекрывается частично с составом наиболее магнезиальных мегакристаллов. Последняя группа - черные гранат-плагиоклазсодержащие кумулативные вебстериты ($f = 30\%$). Если черные кумулаты сформированы из одной порции расплава, то направление изменения их состава легко объяснимо с позиций фракционной кристаллизации, вдоль клинопироксен-гранатовой котектики, сопровождающейся накоплением щелочей, титана, алюминия.

Большинство кумулативных пород из лав Бартоиских вулканов испытало субсолидусные превращения, вызванные остыванием, и на трехкомпонентной диаграмме Mg-Ca-Fe (рис. 36) составы их минералов образуют характерный тренд, параллельный стороне Mg-Fe, в то время как мегакристаллы - типичный для них косой тренд с одновременным увеличением Ca и Fe, связанный с падением температуры в ходе дифференциации расплава.

Проблематично генетическое соотношение зеленых железомagneзиальных кумулатов и черных кумулативных пород. С одной стороны, первые испытали деформации, в них проявлены субсолидусные реакции и наложенный метасоматоз. Они должны были образоваться раньше. С другой стороны и для пород черной группы, и для железомagneзиальных вебстеритов характерно высокое содержание летучих, которое устанавливается по интеркумулусному амфиболу,

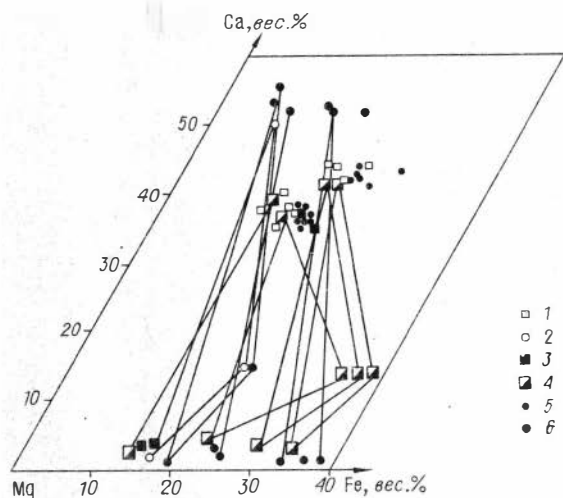


Рис. 37. Диаграмма Mg-Ca-Fe для минералов кумулятивных включений из вулканов Витимского плоскогорья.

Ксенолиты олигоценовых пикробазальтов: 1 - мегакристаллы, 2 - малохромистые вебстериты, 3 - черные пироксениты, 4 - железомagneзиальные пироксениты; ксенолиты плиоценовых лав: 5 - мегакристаллы, 6 - кумулятивные пироксениты.

ранней кристаллизации граната и формированию амфибол- и флогопитсодержащих кумуля-

тов. Вероятнее всего, что различные группы пород сформировались все же в разное время, поскольку в бартойском потоке практически нет черных кумулятов и водосодержащих фаз. Но они могли быть связаны с последовательными пульсациями одного и того же расположенного ниже эволюционирующего очага.

У ксенолитов олигоценового и плиоценового этапов на Витимском плоскогорье набор кумулятивных включений также отличается. Для олигоценовых лав характерны зеленые высокотемпературные вебстериты, гранат-клинопироксеновые, железомagneзиальные или черные кумулаты; в плиоценовых же базальтах кумулаты представлены главным образом черными базгранатовыми или псевдогранатовыми породами. Здесь же есть и наиболее железистые плагиоклазсодержащие разности. Ксенолиты олигоценового этапа образуют частично перекрывающийся с трендом мегакристаллов температурный "косой" тренд на пироксеновой трапеции, а последнего плиоценового этапа - субсолидусный, высококальциевый горизонтальный тренд (рис. 37).

Таким образом, почти все кумулятивные включения, которые выносятся разными порциями лав, были, вероятно, сформированы преимущественно на ранней стадии внедрения мантийных расплавов. Значительный разброс по железистости кумулятов олигоценового этапа предполагает глубокую дифференциацию расплава, из которого они образовались, - от пикритовидного до базальтоидного, судя по железистости. Это также согласуется и с составом ксенолитсодержащих расплавов: базальтов и пикробазальтов. Наиболее магнезиальные разновидности лав не были насыщены глиноземом, так как гранат появляется лишь в ксенолитах с $f = 15-18\%$.

На олигоценовом и плиоценовом этапах расплавы, фракционировавшие на уровне захвата ксенолита, вероятно, пришли с глубин в результате двух разных пульсаций глубинного источника. Глубинный источник необходим для объяснения исключительно высоких температур образования пироксенитов, что обусловлено значительным перемещением расплавов, из которых они образовались, по вертикали. Остается открытым вопрос, связано ли повышение железистости и одновременное снижение температур образования мегакристаллов и кумулятивных пироксенитов черной группы с миграцией расплава на верхние уровни /172, 132/ или происходит на месте. Косвенное свидетельство фракционирования в ходе просачивания дают определения T и P с использованием однопироксеновой термобарометрии Дж. Мерси, которые показывают снижение

давления с 48 до 28 кбар при падении температуры от 1450 до 1230 °С. И те и другие цифры, вероятно, завышены, но тенденция к снижению очевидна. В пользу захвата мегакристаллов на разных уровнях свидетельствует также наличие двух групп мегакристаллов с различной железистостью в каждом местонахождении, хотя в принципе они могут объясняться и пульсациями.

Таким образом, в этой главе удалось наметить некоторые генетические подходы и выделить группы пород, которые необходимо изучить более подробно с применением методов изотопной геохимии, чтобы выяснить прямые временные соотношения между ними и выявить степень их родства. Первые предварительные данные по изотопии стронция, выполненные В.П. Посоховым и В.Л. Шалагиным в ГИ БНЦ, показывают, что ксенолитсодержащие базальты плиоценового этапа влк. Кандидушка и олигоценового пикробазальта имеют близкие изотопные отношения Sr^{87}/Sr^{86} - соответственно 0,7043 и 0,7042. Черному пироксениту из пикробазальтов соответствует более низкое отношение - 0,7036, вероятно, за счет реакционного происхождения в результате взаимодействия с лерцолитами, имеющими в целом более низкие цифры этого отношения. Для клинопироксенов они определены в интервале 0,7012-0,7026 по /41/ для примитивных лерцолитов из пикробазальта. Для включений этого типа из влк. Кандидушка нами получена цифра 0,7032. "Анатектический" вебстерит 315/30 дал цифру 0,7030. Высокое содержание радиогенного стронция установлено в деплетированных лерцолитах $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7038$ для образца 306/3, по нашим данным, и 0,7040 - для ксенолита 314/6, по /41/. Деплетированные образцы, по /41/, соответствуют модельному возрасту 0,5-0,6 млрд лет. Такая датировка вместе с их составом может быть параллелизована с событиями, приведшими к появлению офиолитов, широко распространенных в обрамлении Сибирской платформы /84/. Источник радиогенного стронция и несовместимых элементов в таких случаях связывают с рециклингом в результате субдукции корового вещества /147, 154, 163/.

Глава VI

МОДЕЛИ ЭВОЛЮЦИИ МАНТИЙНОГО ВЕЩЕСТВА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Взаимоотношения вулканизма и тектоники. Обширный материал по мантийным включениям щелочных базальтоидов Байкальского рифта, приведенный в данной работе и опубликованный ранее /5, 6, 31, 65, 75/, позволяет построить схему развития мантийного вещества в данном районе. Щелочно-базальтовый вулканизм, с которым связано появление ксенолитов мантийного вещества на поверхности, проявляется не только в рифтовых зонах. Он отмечается в активных континентальных окраинах, зонах трансформных разломов и над горячими точками /16, 107, 133, 145, 146, 111, 190, 119, 215/. Кроме щелочных базальтов, в рифтах довольно часто встречаются толеитовые /23/.

Судя по геохимическим и петрохимическим данным, континентальный рифтовый вулканизм не имеет каких-либо определенных отличительных особенностей, мантийные ксенолиты, выносимые лавами в этих районах, тоже весьма разнородны по составу. Специфика рифтового вулканизма в том, что здесь устанавливается явная зависимость вулканизма от тектонических сил. Это проявляется в совпадении вулканических событий на обширных территориях

Центральной Азии /217, 54, 73/, Европы /112/, Африки /46, 106/ и, по-видимому, в более протяженных зонах планетарного масштаба /101/. Вулканические районы часто локализованы в пределах ослабленных зон древнего заложения, а рифтовые впадины связаны с унаследованными разломами /62, 46/. Существует зависимость состава базальтовых излияний, глубины захвата ксенолитов и расстояния от оси рифтовой зоны /75/. В.Г. Казьминим /46/ была показана обратная связь между скоростью раскрытия рифтов и щелочностью вулканитов, причем утверждалось, что скорости спрединга контролируются внешними тектоническими растягивающими усилиями, а рифтообразование началось до формирования сводовых поднятий, связанных с всгпыванием аномальных мантийных масс.

Движущие силы рифтовых процессов. Причинами и движущими силами всех крупномасштабных геологических явлений, по-видимому, является мантийная конвекция. Считается, что для океанических зон она охватывает чрезвычайно глубокие слои мантии, причем размеры конвективных ячеек достигают тысяч километров, а магматизм непосредственно связан с конвектирующим мантийным веществом. В последние годы все больше развивается идея о двухэтажной конвекции в океанах. В континентальных зонах с более сложным строением литосферы пока невозможно сказать, какие именно уровни мантии определяют те или иные тектонические или магматические процессы /42/.

Предполагается, что активизация обширных пространств Центральной и Юго-Восточной Азии в кайнозой была вызвана столкновением Индийской и Евроазиатской плит, т.е. компрессионная энергия вызвала к жизни появление астеносферных линз и активизацию мантийных процессов /46, 162/. Такие представления должны соответствовать доминирующей роли конвективных движений только в пределах океанических зон, где выделяется главная часть энергии, а тектонические и другие явления на континентах являются пассивным отражением глобальных процессов, вызванных дифференциацией планетного вещества лишь в определенных, активных на данный момент, структурах. Тогда большинство континентальных рифтов имеют тектоническую природу и возникли как трещины вследствие выделения накопленной механической энергии на стыке разнородных по внутреннему строению обширных блоков литосферы /46/, один из которых мог проскальзывать на астеносферной подушке. Такой механизм требует жесткого поведения верхней части мантии, по крайней мере под частью плит. Причиной раскола с образованием щелевого рифта могло быть вращение одного блока относительно другого, которое осуществляется при условии, если движущаяся литосферная плита ведет себя как твердое тело, реагирующее на направленную по касательной равнодействующую всех приложенных сил поворотом, либо объясняется присутствием под ней самостоятельных небольших конвективных ячеек, действующих с разной интенсивностью.

Глубокие проницаемые тектонические зоны уже сами по себе могут способствовать появлению рифтовых морфоструктур, концентрируя легкоплавкое вещество и способствуя изостатическому всплыванию близких к ним областей мантии с дальнейшим обрушением коры во впадинах в центральных частях поднятий вследствие всякого растекания поднимающихся струй вдоль поверхности Мохо /57/. Такой механизм требует довольно высокой концентрации расплава, т.е. его поступления в более глубоких магмонасыщенных этажах рифтовой зоны. Участие двух ярусов верхней мантии в формировании вулканизма рифтовых зон предполагается, например, для Красноморского рифта /42/. Поэтому надо ожидать, что в районах с интенсивным вулканизмом существуют самостоятельные глубинные восходящие потоки.

Способы осуществления мантийной конвекции. По-видимому, существует несколько способов подъема легкого разогретого вещества в мантии. В пределах горячих точек предполагается существование постоянных горячих струй просачивания расплавов сквозь мантийные перидотиты /16/. Кроме того, кипящие расплавы могут достигать поверхности в считанные часы, если не встретят на пути ловушки /4, 91/. Медленное всплывание осуществляется посредством пластического течения существенно оливинового субстрата. Таким путем поднимаются астенолиты и мантийные диапиры. В пределах рифтовых зон допустимо существование как первых, так и вторых. Первые формируют крупные астеносферные выступы, корни которых уходят на глубины более 300 км, что допускается для обширной области под Байкальской рифтовой зоной и смежными территориями /69/. Вторые образуют локальные диапиры, которые могут объяснить воздымания в пределах отдельных вулканических районов.

Для образования диапиров необходимым условием является привнос энергии или летучих для плавления или фазового перехода (например, разложения граната). Чаще всего при формировании отдельных диапиров предполагается плавление с участием летучих, которые существенно снижают температуру солидуса перидотитов /46, 63, 216/. В частности, этот механизм с участием субдуктируемого корового вещества постоянно привлекается для объяснения вулканизма активных океанических окраин /163, 214/. Он хорошо объясняет обогащение щелочных базальтоидов радиогенным стронцием, щелочами и некогерентными элементами. Даже обогащенность Nb /154/ и другие геохимические аномалии внутриокеанических гавайских лав связывают в последнее время с рециклингом корового вещества. Рифтовые зоны локализованы в древних складчатых поясах, а вулканизм чаще всего сосредоточен, в структурах, где присутствуют офиолитовые пластины и можно ожидать существование на глубине обширных областей метасоматизированной и окисленной мантий, возникших при субдукции корового вещества. Повышение теплового потока за счет кондуктивной или конвективной составляющих вполне может продуцировать расплавы и формирование отдельных мантийных диапиров. В областях с относительно невысокими значениями теплового потока ($\sim 30-40$ мВт/м²), близкими к платформенному (например, на Витимском плоскогорье), плавление вероятно только на больших глубинах ~ 150 км и более.

Модель плавления с поступлением одних лишь флюидов на глубина более 60 км маловероятна, так как при давлениях более 20 кбар даже при температурах порядка 950 °С должен существовать либо силикатный /63/, либо натрокарбонатитовый расплав /216/. То есть метасоматоз в чистом виде может существовать лишь в достаточно холодных областях шпинелевой фации мантии.

Модель мантийного диапиризма или мантийных плюмажей в самом общем виде была сформирована в начале 70-х годов /3, 108/. В настоящее время существует множество ее модификаций /45/. В большинстве случаев для доказательства ее реальности привлекают главным образом лишь петрографические, структурные и петрологические признаки (присутствие реликтов граната, зависимость между структурой пород и температурами равновесий минералов, признаки остывания, выраженные в зональности минералов /118, 130, 202/ и др.).

Одной из привлекательных черт модели является возможность накопления и миграции значительных объемов расплавов. По-видимому, при значительной протяженности колонны по вертикали возможна концентрация расплава на нескольких уровнях. По крайней мере, ритмичное чередование пироксенитов и гарцбургитов в офиолитовых массивах дает основание для таких предположений /29/.

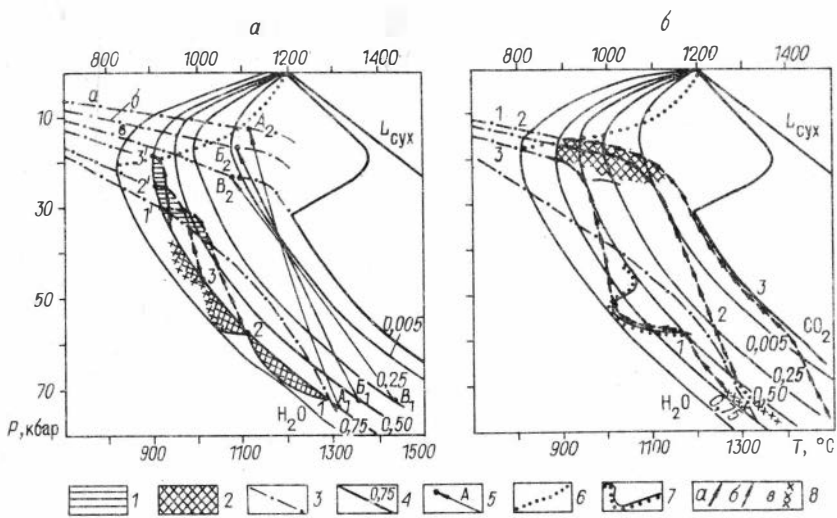


Рис. 38. Модели подъема расплава к поверхности (а) и схема непрерывного просачивания расплава в океанических рифтовых зонах (3) и в рифтовых континентальных зонах (1-2) с учетом существования линз легкоплавких пород (метасоматизированной мантии) (1) (б).

а) 1-1', 2-2', 3-3' - подъем расплава по модели конвективного самовсплытия по /28/ с учетом влияния летучих (при фиксированном X_{H_2O}

в расплаве), линии плавления перидотита по /44/. A_1-A_2 , B_1-B_2 , $B_1'-B_2'$ - схема быстрого подъема расплавов с разными исходными соотношениями X_{H_2O} и X_{CO_2} , с учетом разной степени плавления.

б) 1 - область кристаллизации расплава; 2 - область выплавления; 3 - положение геотерм; 4 - линии солидуса перидотита при разном соотношении H_2O и CO_2 ; 5 - линии, соединяющие начальные и конечные точки быстрого перемещения расплава; 6 - линия, соединяющая перегибы на солидусе перидотита; 7 - линза аномально легкоплавких пород; 8 - направление перемещения расплава (а - сплошное просачивание, б - быстрый подъем по проницаемым зонам, в - подъем в теле диапира).

Причины образования, энергетика и механизм продвижения мантийных диапиров с точки зрения модели адиабатической декомпрессии были рассмотрены в ряде работ, наиболее полно А.А. Кадиком и М.Я. Френкелем /45/. Они объяснили возможность появления на поверхности различных типов магм, используя положение солидуса мантийного перидотита в присутствии летучих, который имеет минимум и перегиб в зависимости от отношения H_2O/CO_2 в интервале 25-10 кбар (рис. 38). Из этого следует, что на поверхности при таком способе подъема могут появляться лишь "сухие" магмы /28/, возникшие при высоком геотермическом градиенте. При отделении от кристаллического остатка даже богатые летучими магмы могут быть гораздо подвижнее, предполагается также разогрев расплава. В реальных условиях летучие в небольших концентрациях обязаны находиться в расплавах, поскольку в оливи-

не содержится углерод /215/ и среди минералов перидотитов в тех или иных количествах присутствует амфибол или флогопит.

Одним из ключевых моментов для понимания природы рифтовых процессов является положение аномальной мантии, установленное геофизическими методами в БРЗ /69/. Она максимально выступает в центре рифта до уровня 40 км (а в отдельных участках установлен еще и коровый волновод) и полого погружается на юго-восток. Чтобы объяснить связь между расстоянием от оси рифтовой зоны и глубиной отделения базальтовых расплавов, которая была установлена в пределах Байкальского рифта /75/, можно использовать особенности диаграммы плавления перидотита в присутствии летучих /44/, в частности изгиб на солидусе. Если исходное отношение H_2O/CO_2 расплавов, которые содержатся в колоннах поднимающихся диапиров, для отдельных районов различается, то они действительно должны остановиться на разных глубинах вследствие кристаллизации расплавов. Условием такой модели может быть разное содержание в мантии амфибола и флогопита, поступление продуктов плавления которых может обогатить расплав летучими. Эти различия между центральными и периферийными районами действительно существуют и регулируются, по-видимому, различиями в тепловом потоке, которые возникли на ранних стадиях развития рифта.

Траектория подъема диапиров может зависеть от множества факторов и меняться в пределах от адиабаты до линии, близкой к солидусу при заданном соотношении летучих. Последний гипотетический вариант должен соответствовать очень медленному подъему, сопровождаемому большими кондуктивными потерями, и может осуществляться, например, по механизму конвективного самовсплывания /28/ (рис. 38, линии 1-1', 2-2', 3-3') вдоль линий с равным отношением H_2O/CO_2 . Реальное соотношение летучих при подъеме должно меняться в сторону увеличения CO_2 вследствие диссипации водорода и в силу того, что углерод растворен в решетке оливина (на больших глубинах) /211/. Можно даже ожидать, что магмы, роившиеся в высоководных условиях и, следовательно, при больших степенях плавления, в конечном итоге окажутся суше, так как из-за большей скорости подъема у них будет меньше кондуктивных потерь и они смогут ассимилировать больше ультраосновного материала. Подъему быстрых диапиров должно соответствовать высокое положение геотерм (см. рис. 38, линия, соединяющая условия начала и конца подъема, - A_1A_2 и геотерма "а" соответствуют центру рифта; B_1B_2 и "б", V_1V_2 и "в" - периферийным районам).

Положение геотерм может контролироваться интенсивностью непрерывного просачивания расплавов из более глубоких зон мантии, но этот вариант соответствует, скорее, океаническим рифтам или горячим точкам. На этом же рисунке приведен пример попадания диапира в область "метасоматизированной" мантии. Температура его должна понизиться вследствие содержания летучих и затрат энергии на разложение водосодержащих фаз и плавление, но дальнейший подъем пойдет по более крутой кривой (см. рис. 38).

Приведенные схемы совершенно не объясняют присутствие среди ксенотитов признаков горячих контактовых зон и высокотемпературных ($\sim 1300^\circ C$) пироксенитов. Они могут быть объяснены только быстрыми перемещениями расплавов на значительные по вертикали расстояния. Но такой механизм требует довольно высокой концентрации расплава на нижних этажах мантии в астеносферных линзах.

При отделении диапиров от астеносферных линз, которое проиллюстрировано на рис. 39, подъем диапира будет протекать быстрее, чем в предыдущих

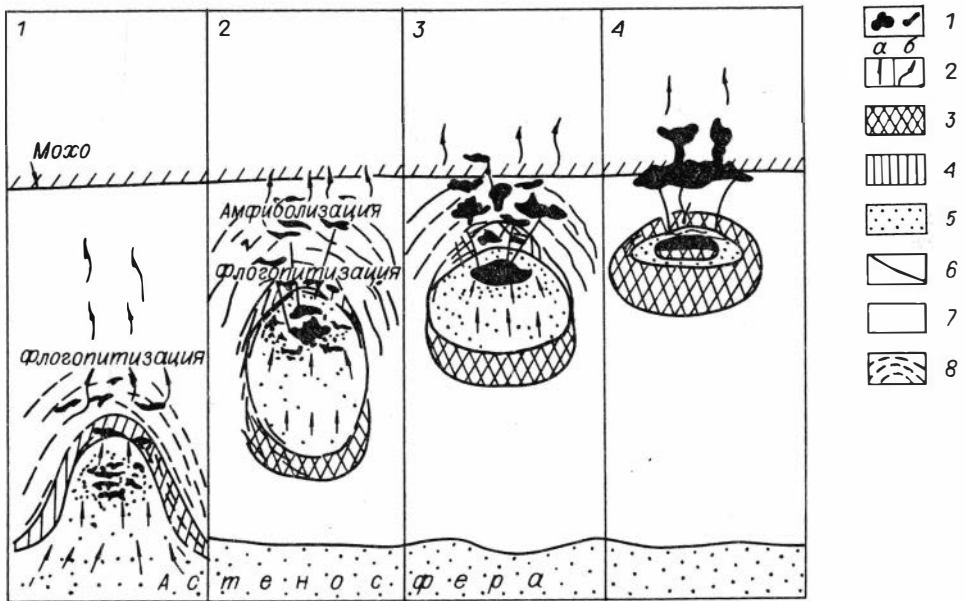


Рис. 39. Схема развития мантийного диапира при отделении от астеносферы. Необходимое условие – фильтрация расплава, происходящая быстрее, чем продвижение диапира (плавление на фронте).

1 – расплав; 2 – фильтрация расплава (а) и флюида (б); 3 – область кристаллизации; 4 – область плавления расплава; 5 – область отсутствия межзернового расплава; 6 – поверхность солидуса и ликвидуса; 7 – линия, соединяющая перегибы солидуса; 8 – область пластического течения.

моделях, и будет тем круче, чем выше проницаемость и ниже кондуктивные потери. Колонна вполне может быть локализована в узкой зоне глубинного разлома. Этот вариант предполагает высокую концентрацию расплава даже на начальной стадии подъема, который в силу этого, а также повышенной проницаемости будет подниматься несколько быстрее, чем осуществляться пластическое течение оливина. То есть внутри диапира будет происходить просачивание расплава, в верхней части колонны – накопление легкоплавких элементов, а в нижней – кристаллизация. Отдельные порции расплава при таком способе подъема могут опережать продвижение основной колонны, образуя выше ее локальные очаги и уровни быстрого просачивания, способствуя быстрейшему продвижению магматической колонны. По-видимому, лишь отделение от богатых расплавом астеносферных линз отвечает быстрой реакции мантии на внешние тектонические усилия и объясняет образование жильно-магматических систем, например в мантии под Бартойскими вулканами и Слюдянским районом. Образование жильно-магматических систем в проницаемых зонах находит подтверждение и в других рифтовых зонах. В Эгерском рифте аналогичные бартойским амфибол-флогопитовые жилы среди перцолитов обнаружены в узкой грабеноподобной зоне р. Эльбы, ориентированной перпендикулярно простиранию рифта, а в прибортовой части в позиции, аналогичной Слюдянскому местонахождению, найдены высокотемпературные перцолиты и пироксениты (местонахождение Альтенберг).

Остановку расплавов на различных уровнях помимо различий в составе летучих, которое, вероятно, имеет место /78/, можно объяснить еще рядом

причин: различиями в кондуктивной составляющей теплового потока (разными теплотерями при подъеме), линзами метасоматизированной мантии и глубинными пологими надвигами.

Решение перечисленных вопросов не является задачей данной работы, тем не менее полученные и описанные факты должны быть связаны и преломлены сквозь призму существующих моделей и представлений.

Предпосылки к построению модели, основанной на фактических данных,

При интерпретации материала важно решить главный вопрос: насколько полно мантийные ксенолиты характеризуют вещество мантии того или иного этапа. Он уже был затронут в главе IV, но должен быть поставлен шире: не представляют ли все глубинные ксенолиты лишь область продвижения базальтового расплава и существуют ли среди них разновидности, не подверженные влиянию базальтов. Одни исследователи утверждают, что все ксенолиты находились в равновесии с базальтами /103/, другие опускают этот вопрос. Однозначный ответ могли бы дать геохимические исследования. Ссылаясь на Э. Ягутца с соавторами /158/, обнаружившего несколько мантийных включений, по составу идентичных расчетной примитивной мантии, можно утверждать, что существуют глубинные ксенолиты без реакционных признаков. Другие данные этого ученого /159/ свидетельствуют о том, что скрытому "метасоматозу" подвержено большинство изученных ксенолитов. С точки зрения механизма захвата и подъема включений, по С.В. Соболеву /91/, ксенолиты, по крайней мере большинство из них, должно быть истинно ксеногенными. В то же время А.Ф. Грачевым и др. /25/ установлено логнормальное распределение по размерам и формам ксенолитов, рассматриваемое как свидетельство подъема перидотитов в колонне диапира с высокой концентрацией расплава, где они могли быть интенсивно проработаны базальтами.

В реальности должны существовать и те и другие случаи. Ксенолиты эруптивных фаз извержения, особенно витимских пикробазальтов и гавайитов Бартойских вулканов, должны быть истинными ксенолитами, а те, что встречаются в экструзиях, особенно миоценового этапа, могут быть вынесены из верхней части мантийных диапиров, где высока доля расплавов. Первые разнообразны по составу, вторые представлены почти исключительно низкотемпературными А-лерцолитами с признаками интенсивного пластического течения, остывания, декомпрессии (реликты пироба): их выносят магнезиальные лавы, которые могут быть равновесны с перидотитом.

Схемы эволюции отдельных изученных районов трудно свести к какой-то одной простой модели, которая могла бы объяснить характерные закономерности, выявленные при изучении ксенолитов.

Зональность, которая предполагается по изменению структурного рисунка ксенолитов при увеличении температуры в ряду от мозаичных или табулярных структур к протогранулярным, далее порфирокластическим и другим типам деформационных или реакционно-деформационных структур, можно объяснить зональностью мантийных диапиров, подобно закартированной в ряде перидотитовых массивов /173/.

Признаки просачивания эволюционирующих межзерновых и "анатектических" поднимающихся по трещинам базальтовых расплавов, которые были описаны в главах II, III, V, предполагают возможность применения модели паратексиса /28, 29/: просачивания поднимающихся расплавов, которые изменяют свой состав и состав субстрата при изменении интенсивных термодинамических параметров - давления и температуры.

Химическая и температурная неравновесности базальтовых расплавов по отношению к вмещающим лерцолитам подразумевают вероятность быстрого подъема расплавов по траектории, близкой к адиабате, или, если он сопровождается отделением твердых фаз, еще более крутой.

Рассматривая тектоническую позицию вулканических ареалов Байкальского рифта, нетрудно убедиться, что отдельные районы образуют цепочку в пределах разломов или активных сутурных зон древнего заложения, в которых обнаружены офиолиты (см. рис. 1). Отдельные вулканические районы располагаются на изгибах таких зон. Это наводит на мысль о том, что проводником для магматических расплавов, флюидов или в самом общем виде энергии, поступающих с глубин, служили пересечения мощных тектонических зон. Изометричная конфигурация ряда районов БРЗ: Витимского плоскогорья, Удокана и др. и термальная аномалия, обнаруженная под первым районом, подразумевают их формирование за счет локальных диапиров. Вместе с тем островодужный тип офиолитовых массивов на Джиде и Восточном Саяне действительно дает основания предполагать здесь древнюю субдукцию и обогащение отдельных участков верхней мантии щелочами, LREE, некогерентными элементами и радиогенными Sr, которые затем могли продуцировать расплав при поступлении энергии любым путем.

Лерцолиты мантии Витимского плоскогорья трёх этапов представляют вещество не только разной глубинности, что, как уже говорилось, связано с закономерным изменением уровня магмоотделения, но и характеризующееся разными химическими особенностями минералов. Как видно из рассмотренных диаграмм, наиболее существенно изменили свой состав гранатовые лерцолиты, т.е. в первую очередь изменение вещественного состава захватило нижние горизонты верхней мантии, что было связано с разогревом и поступлением глубинных расплавов (рис. 40). Шпинелевые лерцолиты олигоценового и плиоценового этапов более разнообразны, в них представлено вещество, сформированное на разных этапах эволюции мантии, причем и оно было подтверждено прогреву.

Менее интересны и разнообразны миоценовые лерцолитовые включения. По ним можно судить лишь о воздымании уровня магмоотделения и изменении теплового потока при условии, что граница Мохо находилась на одном уровне.

Установленные для ксенолитов Витимского плоскогорья /6/ и Центрального массива (Франция) /131, 133, 138, 158, 161/ закономерности подобного рода также связывают с мантийными диапирами. Однако диапиры Байкальской рифтовой зоны отличались от тех, что предположительно существовали в Центральной Европе. Там остывание в ходе подъема устанавливается по увеличению Fe, Cr в краевых зонах шпинелей, что связывается с твердофазными субсолидусными реакциями при остывании /138/. В лерцолита А-группы из миоценовых платобазальтов шпинели, наоборот, глиноземисты и, вероятно, образовались из остывающих расплавов.

Схема эволюции верхней мантии Витимского плоскогорья представляется следующей. В олигоцене (или эоцене, по /41/) верхняя часть мантии была представлена умеренно деплетированными перидотитами, которые по валовому составу близки к мантийным перидотитам океанических зон (желобов). Условно их образование можно отнести к океаническому этапу, близкому по времени к периоду формирования офиолитов. Флогопитовый метасоматоз, который не сопровождался какими-либо существенными изменениями химизма, кроме привноса щелочей и воды, в первом приближении можно связать с процессами, протекавшими в активной континентальной окраине, например, субдукцией. Поступление щелочей и воды могло привести и к образованию "анатектических" вебстеритов. В то же время образование амфиболовых лерцолитов и жил сопровождается увеличением железистости и титанистости, что должно быть связано с щелочно-базальтоидными расплавами. Возможно, что эти явления как-то связаны с этапами шошонит-латитового магматизма или проявлением мезозойских базанитоидов и нефелинитов. Наконец, высокотемператур-

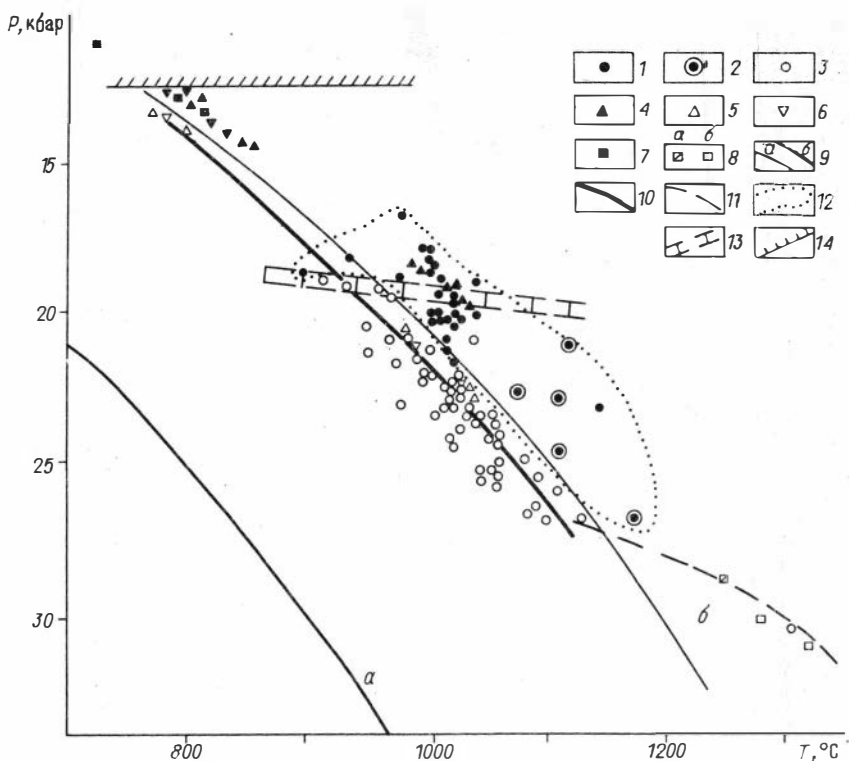


Рис. 40. РТ-условия равновесия ассоциаций глубинных ксенолитов Витимского плоскогорья.

1, 2 - гранатовые лерцолиты плиоценовых лав (1) и повышенной железистости (2); 3 - гранатовые перидотиты олигоценых пикробазальтов; 4 - шпинелевые перидотиты плиоценовых лав; 5, 6 - шпинелевые лерцолиты олигоценых лав примитивного (5) и истощенного (6) типа; 7 - черные кумулаты; 8 - зеленые вебстериты (а - с гранатом, б - без граната); 9 - стандартные геотермы по /63/ (а) и /83/ (б); 10 - олигоценые геотермы; 11 - излом олигоценовой геотермы; 12 - область равновесия пироповых лерцолитов из плиоценовых лав; 13 - линия перехода гранат-шпинель; 14 - граница Мохо.

В ассоциациях шпинелевых перидотитов и безгранатовых кумулатов определены лишь температуры, которые спроектированы на соответствующие геотермы.

ные пироксениты несомненно относятся к олигоценовому этапу, когда появились пикробазальты. Судя по некоторым признакам (структуры пластического течения, деформации и разложение граната), в этот период данная область мантии испытывала подъем. Пульсация, приведшая к появлению пикробазальтов, судя по изгибу на геотерме, вызвала мощный разогрев на глубинах около 100 км, который сопровождал внедрение этих расплавов и был причиной образования крупного локального диапира, подъема его к низам коры и формирования миоценового лавового плато.

Продвижение диапира способствовало концентрации расплава в верхней

части. По небольшим межзерновым каналам он продвигался из нижних частей диапира. На границе гранатовой и шпинелевой фаций происходило разложение граната с высвобождением больших количеств глинозема. Следы обогащения глиноземом расплавов в виде тонких вебстеритовых прожилков с мелким гранатом постоянно встречаются в ксенолитах следующего плиоценового этапа. Подобного типа расплавы, обогащенные Al, Ca, Ti, пронизывая верхние деплетированные лерцолиты, вполне могли превратить их в А-группу пород, хотя последние могли образоваться и просто за счет перемещения бывших гранатовых лерцолитов в самые верхние этажи мантии.

Плиоценовый этап был вызван очередной пульсацией, по-видимому, остаточных расплавов, которые в ходе эволюций и реакций с вмещающими перидотитами с разложением в последних амфибола и граната из магм с оливиновой тенденцией превратились в Ne-нормативные базальтоиды типа Ne-гавайитов. Подвижки этих расплавов в верхние этажи сопровождалась реакционным взаимодействием с лерцолитами с образованием железистых высокотемпературных "метасоматизированных", в том числе флогопитовых пород. Среди кумулятивных ксенолитов этого этапа уже нет собственно горячих пироксенитов, кроме мегакристаллов.

Бартойские вулканы выносят ксенолиты, которые характеризуют не столь протяженную область мантии, где происходила кристаллизация внедрившихся базальтовых расплавов, зато большое число разнообразных типов ксенолитов позволяет более детально проследить влияние кристаллизующихся магматических расплавов на мантийные перидотиты. Как было показано в главах II, III, IV, лерцолитовая группа включений хорошо разделяется на отдельные типы, которые к тому же отчетливо распределяются по температурным интервалам и образуют тренды совместного снижения температуры и железистости. Для их объяснения можно предложить несколько моделей, хотя принципиально отличаются только три варианта. В первом предполагается, что эта зональность отвечает контактовому ореолу вокруг кристаллизующихся жил водонасыщенных расплавов; во втором осуществляется сквозное просачивание расплава по межзерновому пространству, а различные зоны отвечают различным уровням глубинности и PT-фациям. В третьем варианте зональность образована периодическим раскрытием каких-либо эволюционирующих магматических систем и периодическим их внедрением в разные области.

Первый вариант образования зональности отвечает модели X. Уилшира с соавторами /222/ или модифицированному варианту - модели М. Мензиса и др. /181/. В последней авторы предположили, что наряду с температурным градиентом вокруг магматических жил существуют зональность и отношения H_2O/CO_2 в отделяющихся от расплавов флюидах, вызывающих метасоматоз.

"Метасоматоз" мог быть вызван и прямыми реакциями с водонасыщенным межзерновым расплавом. Действительно, вблизи горячих жил не может образоваться амфибол, а при ненасыщенности флюидными компонентами и флогопит. По мере удаления от контакта в этой схеме должны образоваться горячие сухие контактовые лерцолиты, затем флогопитовые, амфиболовые и снова сухие (так как H_2O израсходована), но уже слабо "метасоматизированные". Данная схема отвечает установленной температурной зональности, но не учитывает дискретности трендов $T, ^\circ C - f_{\text{мин}}$.

Вторая модель, которая ближе всего к схеме паратексиса Н.Л. Добрецова /28/, в общих чертах схожа с первой, но здесь температурный градиент близок к геотермическому, а масштабы просачивания по вертикали с учетом разброса температур около 10 км или более. Эти масштабы с учетом низкотемпературности расплава и опять-таки дискретности упомянутых трендов вызывают сомнение.

Третья модель лучше всего объясняет всю сумму фактов, но должна включать в себя элементы первой и второй. Вероятнее всего, что достаточно крупные массы расплавов с высоким отношением $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ летучих внедрились, образовав главный очаг на относительно глубоких уровнях и серии мелких взаимосвязанных очагов выше. Магматические жидкости продвигались по тонким жилам и дайкам вверх от основного очага и за счет взаимодействия с более магнезиальными перидотитами постепенно остывали. Встретив на пути подходящий коллектор (им мог быть какой-нибудь глубинный надвиг или линза, уже содержащая расплав), магма останавливалась. Вокруг и выше таких очагов образовывались локальные уровни, где начиналось продвижение в лерцолитах межзерновых расплавов или флюида по модели паратексиса с образованием амфибола и флогопита. Подтверждением этой схемы служит совпадение температурных максимумов для выборки ксенолитов из раннего потока и поздних вулканов.

Ранее образование амфибола относительно флогопита и меньшая железистость амфиболовых лерцолитов по сравнению с флогопитовыми объясняются тем, что расплавы, с которыми они связаны, раньше охладилась, достигли насыщения летучими и в больших масштабах подверглись диффузионному обмену с лерцолитами, хотя не исключается вариант, что пришедшие расплавы с самого начала были достаточно магнезиальными. Более высокая железистость, степень окисления и температура флогопитовых лерцолитов связаны с тем, что ответственный за их формирование расплав оставался в более глубоких и высокотемпературных условиях, а также имел гораздо более крупные размеры камеры, что позволило ему пройти глубокую дифференциацию. Поздние железистые амфиболовые и флогопитовые жилы и прожилки с контрастной зональностью, вероятно, отделялись на заключительной стадии.

Вероятнее всего, начало процесса, связанное с внедрением расплава, отделено значительным временным отрезком от последних пульсаций, так как горячих кумулатов среди ксенолитов потока и вулканов обнаружить не удалось, лишь самые железистые гранатовые вебстериты с плагиоклазом располагаются на косом кристаллизационном тренде (см. рис. 36) и могли отвечать последним процессам.

На основании изучения хамар-дабанских ксенолитов уверенно можно говорить лишь о различиях в уровне выноса ксенолитов, поскольку достаточно охарактеризованы лишь мантийные лерцолиты в вулканах. Тем не менее, по отдельным находкам сравнительно высокотемпературных ксенолитов из потоков базальтов уровней можно предположить, что на начальных этапах вулканизма мантийные очаги были расположены на больших глубинах. Ксенолиты этого этапа соответствуют слегка деплетированным разновидностям.

Потоки из верхней части лавовой толщи сформировались магмой, которая поднималась с самых верхних уровней мантии, так как в большинстве случаев в них встречаются ксенолиты кумулятивного типа с оливином и плагиоклазом. Лерцолиты здесь уже соответствуют А-типу. Разница во времени между образованием базальтов двух стратиграфических уровней составляет 3–4 млн лет или более, так как базальты из верхних и нижних частей лавовой толщи в районе Маргасанской сопки датированы 12,7 и 9,3 млн лет соответственно /49/. Вблизи этого вулкана мощность лавовой толщи уменьшена за счет выпадения самых нижних частей разреза. Лерцолитами А-типа полностью представлены ксенолиты вулканов, найден лишь один ксенолит Д-типа. Как уже отмечалось, это породы, интенсивно пластически деформированные, с признаками недавнего присутствия граната в вебстеритовых жилах и, вероятно, переместившиеся на несколько километров по вертикали (см. главу II). Обогащенность алюминием по сравнению с ксенолитами самого первого этапа, так же как и для витимских миоценовых ксенолитов, объясняется конечной низкотемпературной стадией миграции межзерновых расплавов в теле диапира. Здесь же были сконцентрированы анатектические расплавы, образовавшиеся вебстерит-

товые жилы, которые отвечали скоплению этого расплава, вероятно, по механизму фильтр-прессинга. Базаниты, захватившие ксенолиты, поднимались из нижних частей диапира и, скорее всего, не имеют отношения к тем расплавам, которые были сконцентрированы в верхних горизонтах.

Местонахождение на р. Сухая расположено вблизи борта рифтовой впадины в наиболее проницаемой зоне. Вероятно, здесь перцолитовый субстрат был максимально насыщен расплавом и вследствие этого более железистым и разогретым под действием жильной магматической системы. Так как перцолиты из этого местонахождения не затронуты контактными процессами, близки по структурным особенностям и химизму (А-тип) к тумусунским и маргасанским, то можно полагать, что мантийный диапир под Хамар-Дабаном занимал обширные пространства.

Ксенолиты Тункинской долины, как и хамар-дабанские из базальтов "серого" и "синего" горизонтов, скорее всего, представляют самую верхнюю часть мантийных диапиров на уровне границы кора - мантия либо глубинную интрузию, проникающую в низы земной коры. Во всяком случае, проекции температурных определений на вероятные кондуктивные геотермы /64/ отвечают как раз этим глубинам. Этот вывод касается и черных пироксенитов из других районов и местонахождений. Можно ожидать, что в низах земной коры в районах интенсивного вулканизма существует своеобразный пограничный слой, подобный нижним габбро из офиолитовых комплексов /148, 206/. Действительно, достаточно плотному базальтовому расплаву трудно проникнуть на поверхность, если нет тектонических трещин, и он должен долгое время отстаиваться в низах земной коры.

Ксенолиты названных местонахождений свидетельствуют, что дифференциация расплавов в магматических очагах такого типа должна происходить интенсивно. Есть признаки реакционного воздействия поздних расплавов на кумулаты ранних стадий. Две разновидности кумулятивных пироксенитов - мало- и высокотитанистые, которые часто встречаются в местонахождениях вместе, можно интерпретировать как дифференциаты двух типов расплавов, хотя мало-титанистых разновидностей базальтов в лавовых плато практически нет, т.е. зеленые низкотемпературные салитовые пироксениты должны были образоваться раньше - на предрифтовой или на ранних рифтовых стадиях магматизма.

Общая схема эволюции верхней мантии в Байкальской рифтовой зоне представляется следующей. Столкновение Индостана и Евразии в эоцене привело к образованию серии пологих надвигов и вертикальных трещин на стыке разнородных по внутреннему строению Сибирской платформы и Забайкальской складчатой зоны. Расплавы, источник которых не вполне ясен, поднимающиеся со значительных глубин по ослабленным зонам, встречаются на своем пути к поверхности ряд глубинных пологих надвигов и образуют серию астеносферных линз /36/. Интенсивность поступления расплава на стыке Сибирской платформы и соседней складчатой области, где, вероятно, существовала серия глубинных разломов, была особенно велика. В результате в нижней части мантии образовалась довольно крупная линза аномальной мантии асимметричного строения, а на поверхности произошло формирование пологого поднятия. Поступление расплава, видимо, также контролировалось крупными тектонически ослабленными зонами. Самая крупная порция расплава поступила в эоцене - олигоцене, вызвав разогрев и образование в ряде районов серии локальных диапиров, которые, достигнув поверхности Мохо в миоцене, изливались с образованием лавовых плато. Эти излияния сопровождалась компенсационными опусканиями в центре рифта. Поступление расплава происходило особенно интенсивно в местах пересечения глубинных разломов. Поднимающиеся в периферийных районах расплавы останавливались астеносферными линзами, уже существовавшими к тому времени. В плиоцене остаточные расплавы, сконцентрированные в

нижних частях мантийных диапиров, появились на поверхности при очередной тектонической подвижке.

Таким образом, для объяснения процессов, протекавших в мантии Байкальского рифта, принимается модель ступенчатой проникающей конвекции /107/, при которой расплавы возникают и концентрируются в теле диапиров или поступают снизу из насыщенного ими источника; при остановках они разогревают боковые породы, теряют летучие, продуцируя новые порции расплава с образованием локальных диапиров, приходят в соответствие с РТ-условиями и составом вмещающих перидотитов и затем вновь устремляются вверх при вскипании вследствие насыщения летучими за счет частичной кристаллизации или при открытии трещин.

Модель ступенчатого подъема расплавы, которая подразумевается при формировании гибридных пород /61, 180, 215/, в том числе с признаками участия мантийного и корового вещества /213/, призвана решить некоторые противоречия. Это, прежде всего, противоречие между неравновесностью базальтовой расплава и вмещающих перидотитов и взаимным соответствием состава базальтов и состава ксенолитов (например, обилие водосодержащих фаз в ксенолитах пироксенитов Бартойских вулканов и аномальный состав их базальтов, соответствие по магнезиальности базальтов и клинопироксенитов и т.п.). Кроме того, она объясняет наблюдаемые горячие контакты и высокие температуры некоторых кумулатов, высокие ликвидусные температуры базальтов и низкие температуры равновесий минералов в перидотитовых ксенолитах. Вместе с тем такая модель не противоречит и мантийному диапиризму, наоборот, она объясняет и снимает противоречия между крайне низкими скоростями межзернового просачивания расплавы /7/, медленным всплыванием диапиров по механизму пластического течения расплавы и достаточно быстрыми тектоническими движениями и реакциями мантии на внешние тектонические усилия.

Результаты непосредственного изучения глубинных ксенолитов, изложенные в предыдущих главах, свидетельствуют о широкомасштабных и достаточно быстро протекающих процессах в верхней мантии. Можно определенно утверждать, что они связаны с миграцией расплавы, как дифференцированных базальтовых, так и анатектических пикритоидных. Судя по горячим контактам и неравновесности базальтов, эти расплавы не были сформированы полностью на месте захвата ксенолитов, а перемещались из глубинных, насыщенных магматической жидкостью источников – астеносферных линз или из еще более глубоко расположенных зон.

В то же время значительные по масштабу и амплитуде тектонические рифтовые процессы, проявившиеся в кайнозое в пределах Прибайкалья и Забайкалья и смежных территорий, свидетельствуют о медленных вертикальных перемещениях вещества верхней мантии с образованием обширных сводовых поднятий и впадин, которые более логично увязываются с конвективными движениями уже за счет пластического течения мантийных перидотитов, находящихся в твердом или частично расплавленном состоянии, – мантийных диапиров.

Уровень, с которого приходят горячие расплавы, можно определить проектируя по адиабате температуры, определяемые по "горячим" кумулатам Витимского плоскогорья, на геотерму. Подобного рода проекции на олигоценую геотерму для высокотемпературных пироксенитов Витимского плоскогорья дают глубины не менее 45 кбар, т.е. соответствуют кимберлитовым. В свою очередь, для образования кимберлитовых или лампроитовых расплавы требуется свой источник энергии. Например, образование оливиновых лампроитов – лав с большой долей оливиновой и флюидной составляющей – можно объяснить взаимодействием метасоматизированной мантии и пикритовых расплавы, пришедших снизу. То есть можно предполагать ступенчатую конвекцию, связывающую очаги базальтового вулканизма с самыми глубинными уровнями мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Байкальская рифтовая зона благодаря большому числу местонахождений разновозрастных глубинных ксенолитов, разнообразию типов включений, сравнительно неплохой геофизической изученности, корреляции между тектонической позицией района, составом лав и их ксенолитов является исключительно интересным объектом для изучения взаимосвязей тектоники и вулканизма и процессов преобразования мантийного вещества. Рассматривая каждый конкретный район и отдельное местонахождение в качестве фрагмента общего процесса, автор попытался построить непротиворечивую схему, которая увязывала бы структуры и особенности химизма минералов ксенолитов, а отдельные разновидности глубинных пород представлялись бы членами генетических рядов. Схема, приведенная в заключительной главе, является лишь первым приближением и по мере накопления материала будет корректироваться, а возможно, потребует пересмотра. Однако такой подход представляется более перспективным, чем констатация наблюдаемых закономерностей и фактов.

Отдельные положения, которые учитывались при построении схемы эволюции верхней мантии в БРЗ, тем не менее представляются важными. Это, например, взаимосвязь между структурным рисунком, температурными равновесиями и химизмом ксенолитов; корреляция составов лав, выносящих включения, и их типов ксенолитов, причем расплавы, взаимодействуя с субстратом, определяют его петрохимические черты. Состав расплава в свою очередь зависит от состава вмещающих пород и от интенсивных параметров – давления и температуры. Во всех рассмотренных случаях область мантии, из которой выносятся ксенолиты, не является местом выплавления расплава, скорее расплав перемещается с достаточно глубинных уровней, что подтверждает в целом концепцию горячих точек.

Часто вариации состава минералов не принимаются во внимание, однако они отражают характеристики расплавов, сосуществующих с ними. Автору хотелось показать взаимосвязь незначительных вариаций состава минералов глубинных включений и крупномасштабных геологических процессов, протекающих в рифтовой зоне.

В работе впервые достаточно полно описаны интересные находки – пикробазальты и их гранатовые ксенолиты, амфиболовые и флогопитовые базальты К-серии, а также глубинные включения с горячими контактами, гранатом и его реликтами (на Хамар-Дабане и Витимском плато). Необходимо отметить также принципиальный момент – получение доказательств реальности существования в мантии достаточно быстрых и крупномасштабных процессов.

1. Антошенко-Оленев И.В. Кайнозой Джидинского района Забайкалья (стратиграфия, палеогеография, неотектоника). - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975. - 126 с.
2. Аранович Л.Я., Косякова Н.А. Гранат-шпинелевый геотермометр для глубинных пород // Докл. АН СССР. - 1980. - Т. 254, № 4. - С. 978-981.
3. Артюшков Е.В. Дифференциация (по плотности) земного вещества и связанные с ней явления // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1970. - № 5. - С. 18-30.
4. Артюшков Е.В., Соболев С.В. Механизм подъема с глубины кимберлитовых магм // Докл. АН СССР. - 1977. - Т. 236, № 3. - С. 682-695.
5. Ащепков И.В., Добрецов Н.Л., Калманович М.А. Гранатовые перидотиты из щелочных пикритовидов и базанитовидов Витимского плоскогорья // Докл. АН СССР. - 1988. - Т. 302, № 2. - С. 417-420.
6. Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Витимского плоскогорья и эволюция верхней мантии // Петрология и минералогия базитов Сибири. - М.: Наука, 1984. - С. 70-85.
7. Багдасаров Н.Ш. Об аккумуляционной способности частичных расплавов шпинелевого лерцолита // Геохимия. - 1988. - № 8. - С. 1168-1177.
8. Багдасарян Г.П., Поляков А.И., Рошин И.А. Возраст и химический состав мезозойско-кайнозойских базальтов Прибайкалья // Геохимия. - 1983. - № 1. - С. 102-107.
9. Базаров Д.-Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1986. - 180 с.
10. Базаров Д.-Д.Б., Багдасарян Г.П. Основные этапы проявления кайнозойского вулканизма Забайкалья и Прибайкалья // Геология, палеовулканология и рельеф Забайкалья. - Улан-Удэ, 1986. - С. 91-101.
11. Базарова Т.Б., Кебезинская В.В. Вторичные включения расплавов в мегакристах пироксена из щелочных базальтов Монголии // Термобарогеохимия и генетическая минералогия. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. - 1975. - С. 17-23.
12. Белов Б.И. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - 372 с.
13. Белов И.В. Натровый санидин из щелочных базальтоидных лав р. Бартой (Селенгинская Даурия) // Зап. Вост.-Сиб. отд-ния ВМО. - 1960. - Вып. 2. - С. 132-138.
14. Ваганов В.И., Камышев Ю.И. Геотермобарометрия глубинных ультрабазитов // Состав и свойства глубинных пород земной коры и верхней мантии платформ. - М.: Наука, 1983. - С. 222-250.
15. Ваганов В.И., Сухолов С.В. Термобарометрия ультраосновных парагенезисов. - М.: Недра, 1988. - 149 с.
16. Винк Г.Е., Морган У.Д., Бойд П.Р. Горячие точки Земли // В мире науки. - 1985. - № 4.
17. Волянюк Н.Я., Семенова В.Г., Елизарьева Т.И., Бондарева Г.В. Включения пиропового и пироп-шпинелевого лерцолита из базанитов Витимского плоскогорья // Докл. АН СССР. - 1976. - Т. 228, № 3. - С. 693-696.
18. Волянюк Н.Я., Семенова В.Г. О находке глиноземистых ультраосновных включений в базальтах Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. - 1975. - Т. 222, № 5. - С. 1186-1189.
19. Волянюк Н.Я., Семенова В.Г. О находке трахибазальтов с ультраосновными включениями в Слюдянском районе // Докл. АН СССР. - 1975. - Т. 223, № 1. - С. 199-202.

20. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Намсарай Т., Дашевская Д.Н. Мегакристаллы ильменита в кайнозойских базальтах Монголии // Докл. АН СССР. - 1980. - Т. 254, № 4. - С. 982-985.
21. Гладких В.С., Ляпунов С.М., Соловьев В.А. Редкие элементы в ультраосновных включениях из вулканических пород Прибайкалья // Сов. геология. - 1986. - № 1. - С. 98-106.
22. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975. - 271 с.
23. Грачев А.В. Рифтовые зоны Земли. - Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1977. - 247 с.
24. Грачев А.Ф., Бломштейн Э.И., Соколова Е.П., Левыкин А.И. Лерцолитовые нодулы в щелочных базальтах северо-восточной части Байкальского рифта // Докл. АН СССР. - 1973. - Т. 211, № 2. - С. 448-452.
25. Грачев А.Ф., Николайчик В.В., Трубицын В.П. О природе правильной формы ультраосновных ксенолитов в базальтах и закономерностях их распределения по размерам // Докл. АН СССР. - 1985. - Т. 285, № 6. - С. 1433-1435.
26. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм // Земная кора и верхняя мантия. - М.: Мир, 1972. - С. 427-434.
27. Дмитриев Э.А., Лутков В.С. О составе верхней мантии Памира и Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. - 1983. - Т. 272, № 2. - С. 437-442.
28. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980. - 210 с.
29. Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. - М.: Недра, 1981. - 234 с.
30. Добрецов Н.Л. Правильная периодичность образования глаукофановых сланцев и офиолитов как показатель периодичности геологических процессов // Докл. АН СССР. - 1988. - Т. 300, № 2. - С. 427-431.
31. Добрецов Н.Л., Ащепков И.В., Ионов Д.А. Эволюция верхней мантии и базальтового магматизма Байкальской рифтовой зоны // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Магматизм. - М.: Наука. - С. 5-15.
32. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. - М.: Мир, 1983. - 300 с.
33. Друбецкой Е.Р., Грачев А.Ф. Базальты и ультраосновные ксенолиты Байкальской рифтовой зоны. Изотопия гелия и аргона // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. - М.: Наука, 1987. - С. 54-63.
34. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. - М.: Недра, 1979. - 312 с.
35. Зорин Ю.А., Голубев В.А., Новоселова М.Р. Геофизические данные о позднекайнозойских интрузиях под Байкалом // Докл. АН СССР. - 1979. - Т. 249, № 1. - С. 157-160.
36. Зорин Ю.А., Осокина С.В. Модель нестационарного температурного поля земной коры Байкальской рифтовой зоны // Физика Земли. - 1981. - № 7. - С. 3-14.
37. Ионов Д.А., Борисовский С.Е. Сложные ксенолиты вулкана Шаварын-Царам в Монголии // Исследования высокобарических минералов. - М.: Наука, 1987. - С. 94-107.
38. Ионов Д.А., Борисовский С.Е., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. О первой находке амфибола в глубинных ксенолитах из щелочных базальтов МНР // Докл. АН СССР. - 1984. - Т. 276, № 1. - С. 238-242.
39. Ионов Д.А., Борисовский С.Е., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Слоды из мантийных нодул в щелочных базальтах МНР // Докл. АН СССР. - Т. 269, № 5. - С. 1189-1192.
40. Ионов Д.А., Штош Х.Г., Коваленко В.И. Редкие литофильные элементы в минералах сложного мантийного ксенолита // Докл. АН СССР. - 1987. - Т. 296, № 5. - С. 1224-1228.
41. Ионов Д.А., Ягуц Э. Изотопия стронция и неодима в минералах гранатовых ксенолитов Витимского плоскогорья: первые данные для мантийных включений СССР // Докл. АН СССР. - 1988. - Т. 301, № 5. - С. 1195-1199.
42. Исаев Е.Н., Развальяев А.В. Соотношение новейшего вулканизма и рифтогенеза в свете новых геофизических данных на примере Красноморско-Аденской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. - 1987. - Т. 297, № 3. - С. 673-676.
43. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. - М.: Мир, 1979. - 238 с.
44. Кадик А.А. Влияние плавления на эволюцию флюидного и окислительно-восстановительного режимов верхней мантии Земли // Геохимия. - 1988. - № 2. - С. 236-245.

45. Кадик А.А., Френкель М.Я. Декомпрессия пород коры и верхней мантии. - М.: Наука, 1982. - 118 с.
46. Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки - раскол континента и зарождение океана. - М.: Наука, 1987. - 192 с.
47. Кепежинский В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. - М.: Наука, 1979. - (Тр. совместной советско-монгольской экспедиции; Вып. 25). - 311 с.
48. Киселев А.И., Медведев М.Е. Перидотитовые включения в кайнозойских трахибазальтах Прибайкалья // Докл. АН СССР. - 1969. - Т. 187, № 6. - С. 1383-1385.
49. Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. - 197 с.
50. Киселев А.И., Салтыковский А.Я. Новые данные о нижнемеловых трахибазальтах Удино-Витимского междуречья (Западное Забайкалье) // Докл. АН СССР. - 1970. - Т. 191, № 5. - С. 1116-1119.
51. Коваленко В.И., Цепин А.И., Ионов Д.А., Рябчиков И.Д. Гранат-пироксеновая друза - пример флюидной кристаллизации в мантии // Докл. АН СССР. - 1985. - Т. 280, № 2. - С. 449-453.
52. Когарко Л.Н., Соловьева Л.В., Семенова В.Г. и др. Состав верхней мантии южного обрамления Алданского щита (Токинский Становик) // Геохимия. - 1987. - № 12. - С. 1722-1730.
53. Когарко Л.Н., Турков В.А., Рябчиков И.Д. и др. Состав первичной мантии Земли (по данным исследования нодулей) // Докл. АН СССР. - 1986. - Т. 290, № 1. - С. 199-203.
54. Кононова В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И. и др. Новые данные о К-Аг возрасте кайнозойских континентальных базальтоидов Байкальской рифтовой системы // Докл. АН СССР. - 1988. - Т. 303, № 2. - С. 454-457.
55. Консонова В.А., Первов В.А., Дрынкин В.И. и др. Редкие элементы кайнозойских основных вулканитов Забайкалья и Монголии // Геохимия. - 1987. - № 5. - С. 644-659.
56. Кононова В.А., Первов В.А., Келлер Й. Континентальный кайнозойский вулканизм Джидинского (СССР) и Хангайского (МНР) вулканических полей // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1986. - № 11. - С. 53-68.
57. Крылов С.В. Комплексообразование методов сейсмологии взрывов и землетрясения при изучении глубинного строения Байкальского рифта // Региональные комплексные геофизические исследования земной коры и верхней мантии. - М.: Радио и связь, 1984. - С. 80-87.
58. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985. - 198 с.
59. Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1972. - 206 с.
60. Лазько Е.Е., Серенко В.П. Перидотиты с зональными гранатами из кимберлитов Якутии: свидетельство высокотемпературного глубинного метасоматоза и внутримантийного диапиризма // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1983. - № 12.
61. Лазько Е.Е. Глубинные минеральные ассоциации в кимберлитах и этапы формирования кимберлитовых пород // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. - С. 48-56.
62. Логачев Н.А. Осадочные и вулканические формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. - М.; Наука, 1968. - С. 72-101.
63. Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. - М.: Мир, 1979. - 120 с.
64. Меляховецкий А.А., Ашепков И.В. Глубинные включения в базальтоидах Байкальской рифтовой зоны // Эндогенные процессы и оруденение в Забайкалье. - Улан-Удэ, 1986. - С. 17-26.
65. Меляховецкий А.А., Ашепков И.В., Добрецов Н.Л. Амфибол- и флогопитсодержащие мантийные ксенолиты и родственные включения Бартойских вулканов (Байкальская рифтовая зона) // Докл. АН СССР. - 1986. - Т. 286, № 5. - С. 1215-1219.
66. Меляховецкий А.А., Ашепков И.В., Добрецов Н.Л. Верхняя мантия Байкальской риф-

- товой зоны и мантийные очаги неоген-четвертичного вулканизма // Вулканизм и связанные с ним процессы. - Петропавловск-Камчатский, 1985. - С. 68-69.
67. Муравьева Н.С., Поляков А.И., Сенин В.Г. Физико-химические условия и механизм формирования гранат-шпинельных перцолитов Витимского нагорья (Байкальская рифтовая зона) // Докл. АН СССР. - 1985. - Т. 283, № 6. - С. 1458-1462.
 68. Муравьева Н.С., Поляков А.И., Сенин В.Г. Парциальное плавление верхней мантии Байкальского рифта (по данным изучения стекол в перцолитовых нодулах и мегакристах) // Докл. АН СССР. - 1988. - Т. 300, № 1. - С. 208-213.
 69. Недра Байкала (по сейсмическим данным) / Под ред. Н.Н. Пузырева. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - 105 с.
 70. Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // Докл. АН СССР. - 1977. - Т. 233, № 6. - С. 1196-1200.
 71. Перчук Л.Л. Усовершенствование двупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов // Докл. АН СССР. - 1977. - Т. 233, № 3. - С. 456-459.
 72. Петрова М.А. Пироповые ультрамафиты в кайнозойских базальтах Джидинского района (Западное Забайкалье) // Состав и свойства глубинных пород земной коры и верхней мантии платформ. - М.: Наука, 1983. - С. 78-94.
 73. Поляков А.И., Багдасарян Г.П. О возрасте молодых вулканов Восточной Сибири и закономерностях эволюции состава вулканитов // Геохимия. - 1986. - № 3. - С. 311-317.
 74. Рассказов С.В. Амфиболы в глубинных ксенолитах из базальтоидов Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. - 1983. - Т. 269, № 3. - С. 703-706.
 75. Рассказов С.В. Базальтоиды Удокана. Байкальская рифтовая зона. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - 141 с.
 76. Рассказов С.В. Схема магмообразования в Байкальской рифтовой зоне // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - С. 165-170.
 77. Рассказов С.В. Глубинные включения из позднекайнозойских меланефелинитов юга Центрального Забайкалья // Геология и геофизика. - 1987. - № 7. - С. 50-60.
 78. Рассказов С.В. Флюидный режим кайнозойского вулканизма юга Сибири // Изв. вузов. Геол. и разведка. - 1987. - № 6. - С. 26.
 79. Рассказов С.В. О находке глубинных ксенолитов в позднекайнозойских вулканитах Восточного Саяна // Докл. АН СССР. - 1987. - Т. 295, № 3. - С. 674-677.
 80. Рассказов С.В. Базальты Тункинской впадины // Геология кайнозоя юга Восточной Сибири: Тез. докл. - Иркутск, 1987. - С. 28-29.
 81. Рассказов С.В., Батымурзаев А.С. Кайнозойские базальты Витимского плоскогорья и определения их возраста // Геология и геофизика. - 1985. - № 5. - С. 20-28.
 82. Рассказов С.В., Киселев А.И. Мегакристовые ассоциации из кайнозойского вулканического плато хребта Удокан // Докл. АН СССР. - 1980. - Т. 252, № 1. - С. 191-195.
 83. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. - М.: Недра, 1981. - 584 с.
 84. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии / Под ред. Н.Л. Добрецова. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. - 201 с.
 85. Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских коматитов // Геохимия. - 1984. - № 5. - С. 625-638.
 86. Рябчиков И.Д., Коваленко В.И., Диков Ю.П., Владыкин Н.В. Мантийные титаносодержащие слюды: состав, структуры, условия образования, возможная роль в генезисе калиевых щелочных магм // Геохимия. - 1981. - № 6. - С. 873-886.
 87. Рябчиков И.Д., Никель К.Г., Брай Г.П. Термометрия мантийных ксенолитов перцолитов на основе экспериментальных данных в простых и природных системах // Докл. АН СССР. - 1987. - Т. 295, № 1. - С. 207-211.
 88. Салтыковский А.Я. Ксенолиты и верхняя мантия Монголии // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. - М.: Наука, 1987. - С. 108-116.
 89. Салтыковский А.Я., Генштафт Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. - М.: Наука, 1985. - 133 с.
 90. Семенова В.Г., Соловьева Л.В., Владимиров Б.М. и др. Стекла и закалочные фазы в глубинных включениях из щелочных базальтоидов Токинского Становика // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. - М.: Наука, 1987. - С. 73-95.
 91. Соболев С.В. Условие выноса глубинных ксенолитов // Докл. АН СССР. - 1987. - Т. 297, № 3. - С. 571-575.

92. Соловова И.П., Коваленко В.И., Наумов В.Б. и др. Углекислотно-сульфидно-силикатные включения в клинопироксенах мантийных ксенолитов // Докл. АН СССР. - 1985. - Т. 285, № 1. - С. 199-202.
93. Соловьева Л.В., Семенова В.Г., Пономарчук В.А. и др. Геохимия редких элементов в метасоматических минералах из глубинных включений и генезис щелочных базальтоидов (Токинский Становик) // Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - С. 54-72.
94. Ступак Ф.М. Кайнозойский вулканизм хребта Удокан. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1987. - 109 с.
95. Ступак Ф.М., Ступак Р.М. Последовательность вулканических проявлений кайнозоя в хребте Удокан // Геология кайнозоя юга Восточной Сибири: Тез. докл. - Иркутск, 1987. - С. 36.
96. Тепловое поле недр Сибири / Дучков А.Д., Лысак С.В., Балобаев В.Т. и др. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1987. - 194 с.
97. Туговик Г.И. Новая хризолит-пироповая провинция (Саяно-Байкальская горная область) // Докл. АН СССР. - 1979. - Т. 247, № 3. - С. 682-686.
98. Туркин А.И. Гранатсодержащие ассоциации системы $MgO-Al_2O_3-Cr_2O_3-SiO_2$ при высоких давлениях: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1983. - 20 с.
99. Френкель М.Я., Арискин А.А., Бармина Г.С. и др. Геохимическая термометрия магматических пород - принципы метода и примеры применения // Геохимия. - 1987. - № 11. - С. 1546-1562.
100. Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А. и др. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. - М.: Наука, 1988. - 216 с.
101. Шарков Е.В., Богатиков О.А. Позднекайнозойская глобальная активизация геологических процессов Земли - тектономагматические аспекты // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1987. - С. 3-21.
102. Шарков Е.В., Рукие М., Синдеев А.С. и др. Первые результаты изучения глубинных ксенолитов в базальтах Сирии // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. - М., 1987. - С. 148-156.
103. Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В. и др. Тектоника и вулканизм части Байкальской рифтовой зоны. - М.: Наука, 1973. - 136 с.
104. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. - М.: Наука, 1983. - 164 с.
105. Эволюция магматизма в истории Земли. Магматические горные породы. - М.: Наука, 1987. - Т. 6. - 438 с.
106. Almond D.C. The relation of Mesozoic-Cainozoic volcanism to tectonic in the Afro-Arabian Dome // J. Volcanol. and Geotherm. Res. - 1986. - V. 28, N 3/4. - P. 225-246.
107. Anderson D.L. Hotspot magmas can form by fractionation and contamination of mid-ocean ridge basalts // Nature. - 1985. - V. 318, N 6042. - P. 145-149.
108. Arai S. Pressure-temperature dependent compositional relation of phlogopitic micas in upper mantle peridotites // Contrib. Mineral. Petrol. - 1984. - V. 87. - P. 260-264.
109. Arai S. An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of olivine-spinel mantle array // Neues Jahrb. Miner. Monatsh. - 1987. - N 8. - P. 347-354.
110. Arai S., Takahashi N. Petrographical notes on deep seated and related rocks. Compositional relationships between olivine and chromian spinel in some volcanic rocks from Idate and Rishiri volcanos, NE Japanese Arc // Annu. Rept. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba. - 1986(1987). - N 13. - P. 110-114.
111. Arculus R.J. Melting behaviour of two basanites in range 10 to 35 kbar and the effect of TiO_2 on the olivine - diopside reactions at pressures // Carnegia Inst. Washington Yearb. - 1975. - V. 74. - P. 512-515.

112. Balogh K., Árvai-Sós E., Pécskay Z., Ravasz-Baranyai L. K/Ar dating of post-Sarmatia alkali basaltic rocks in Hungary // *Acta min.* - 1987. - N 4. - P. 75-83.
113. Bertrand P., Mercier J.-C. C. The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? // *Earth Planet Sci. Lett.* - 1985. - V. 76, N 1/2. - P. 109-122.
114. Bertrand P., Sotin C., Gaulier J. et al. La solubilité de l'aluminium dans l'orthopyroxène. Inversion globale des données expérimentales du système $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ // *Bull. Soc. Géol. Fr.* - 1987. - V. 3, N 5. - P. 821-832.
115. Brearely M., Scarfe C.M. Dissolution Rates of upper mantle minerals in an Alkali Basalt melt at high pressure an experimental study and implications of ultramafic xenolith survival // *J. Petrol.* - 1986. - V. 27, N 5. - P. 1157-1182.
116. Brey G.P., Nickel K.G., Kogarko L. Garnet pyroxene equilibria in the system $CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ (CMAS): prospects for simplified (T-independent) Lherzolite barometry and an eclogite barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1986. - V. 92. - P. 448-455.
117. Boyd F.R., Nixon P.H. Structure of the upper mantle beneath Lesoto // *Garnegie Inst. Wash. Yearbook.* - 1973. - V. 72. - P. 431-445.
118. Cabanes N., Briquen L. Hydration of an active shear zone: interactions between deformation, metasomatism and magmatism - the spinel lherzolites from the Montferrier (southern France) // *Earth Planet Sci. Lett.* - 1986/87. - V. 81. - P. 233-244.
119. Cail D., Brearely M., Scarfe C.M. Petrology of ultra mafic xenoliths from Rayfield River, south-central Columbia // *Can. J. Earth Sci.* - 1987. - V. 24, N 8. - P. 1679-1687.
120. Carmichael S.E., Ghiorso M.S. Oxidation-reduction relations in basic magma: a case for homogeneous equilibria // *Earth Planet. Sci. Lett.* - 1986. - V. 78, N 2/3. - P. 200-211.
121. Carswell D.A., Gibb F.G.F. Geothermometry of garnet lherzolite nodules with special reference to those from the kimberlites of Northern Lesoto // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1980. - V. 74. - P. 403-416.
122. Carswell D.A., Gibb F.G.F. Garnet Lherzolite xenoliths in the kimberlites of northern Lesotho: revised P-T equilibration conditions and upper mantle Paleogeotherm // *Contrib. Mineral. and Petrol.* - 1987. - V. 97, N 4. - P. 473-487.
123. Carswell D.A., Gibb F.G.F. Evaluation of mineral thermometers and barometers applicable to garnet lherzolite assemblages // *Contrib. Mineral. and Petrol.* - 1987. - V. 95, N 4. - P. 499-511.
124. Chapman N.A. Inclusions and megacrysts from under-saturated tuffs and basanites. East Fife, Scotland // *J. Petrol.* - 1976. - V. 17, N 4. - P. 472-499.
125. Coleman R.G., McGuire A.V. Magma systems related to the Red Sea Opening // *Tectonophysics.* - 1988. - V. 150, N 1/2. - P. 77-100.
126. Comin-Chiaromotti P., Demarchi G., Girard V.A.V. et al. Evidence of mantle metasomatism and heterogeneity from peridotite inclusions of northeastern Brazil and Paraguay // *Earth Planet Sci. Lett.* - 1986. - V. 77, N 2. - P. 203-217.
127. Dal Negro A., Cerlonin S., Donenaghettic et al. Crystal chemistry and evolution of the clinopyroxene in a suite of high pressure ultramafic nodules from the Newer Volcanics of Victoria, Australia // *C. M. P.* - 1984. - V. 36. - P. 113.
128. Davidson P.M., Lindsley D.H. Thermodynamic analysis of quadrilateral pyroxene. Part II: Model calibration from experiments and applications to geothermometry // *Contrib. Mineral. and Petrol.* - 1985. - V. 91, N 4. - P. 390-404.

129. Dawson J.B. Contrasting types of upper-mantle metasomatism? // Kimberlites. Proc. 3 Int. Conf., Clermont-Ferrand. - 1982. - Amsterdam et al. - 1984. - V. 2. - P. 289-294.
130. Donaldson C.H. Kinetics of pyrope megacrysts reactions in ascending basaltic magma-relevance to high-pressure magmatic crystallization at Eifeness, East Fife // J. Petrol. - 1983. - V. 24, N 4.
131. Downes H., Dupuy C. Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France // Earth Planet. Sci. Lett. - 1987. - V. 82, N 1-2. - P. 121-135.
132. Duda A., Schmincke H.-U. Polybaric differentiation of alkali basaltic magmas: evidence from gree-core clinopyroxenes (Eifel, FRG) // Contrib. Mineral. and Petrol. - 1985. - V. 91, N 4. - P. 340-353.
133. Duncan R.A., McCulloch M.T., Barszczus H.G., Nelson D.R. Plume versus lithospheric sources for melts at Ua Pou, Marquesas Islands // Nature. - 1986. - V. 322, N 6079. - P. 534-538.
134. Edgar A.D. Metasomatism in the mantle // Progr. Exp. Petrol. 6th Progr. Rept. Res. N.E.R.C. - 1981-1984. - Cambridge. - s.a. - 1984. - V. 22. - P. 92-100.
135. Ellis D.J., Green D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contrib. Mineral. Petrol. - 1979. - V. 71. - P. 13-22.
136. Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // Contrib. Mineral. Petrol. - 1979. - V. 69. - P. 329-336.
137. Fabries J., Bodinier J.L., Dupuy C. et al. Evidence for modal metasomatism in the orogenic spinel lherzolite body from Caussou (Northernmost Pyrenees, France) // J. Petrol. - 1989. - V. 30, N 1. - P. 199-228
138. Fabries J., Figueroa O., Lorand J.-P. Petrology and thermal history of highly deformation. Mantle xenoliths from the Montferrier basanites, Languedoc, Southern France: a comparison with ultramafic complexes from the North Pyrenean zone // J. Petrol. - 1987. - V. 28, N 5. - P. 887-920.
139. Finnerty A.A., Boud F.R. Evaluation of thermobarometers for garnet peridotites // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1984. - V. 48. - P. 15-27.
140. Fujii T., Searfe C.M. Composition of liquids coexisting with spinel lherzolite at 10 kbar and the genesis of MORBs // Contrib. Mineral. Petrol. - 1985. - V. 90, N 1. - P. 18-26.
141. Fraser K.J., Hawkesworth C.J., Erlank A.J. et al. Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites // Earth. Planet. Sci. Lett. - 1985. - V. 76, N 1-2. - P. 57-70.
142. Garcia M.O., Presti A.A. Glass in garnet pyroxenite xenolith from Kaula Island, Hawaii: Product of infiltration of host nephelinite // Geology. - 1987. - V. 15, N 10. - P. 904-906.
143. Gasparic T. Orthopyroxene barometry in simple and complex systems // Contrib. Mineral. Petrol. - 1986. - V. 96, N 3. - P. 357-370.
144. Gasparic T., Newton R.C. The reversed alumina contents of orthopyroxene in equilibrium with spinel and forsterite in the system $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ // Contrib. Mineral. Petrol. - 1984. - V. 85, N 2. - P. 186-197.
145. Goto K., Arai S. Petrology of peridotite xenoliths in lamprophyre from ahingu, southwestern Japan: Implications for origin of Fe-rich mantle peridotites // Mineral. and Petrol. - 1987. - V. 37, N 2. - P. 137-155.
146. Goto A., Yokoyama K. Lherzolite inclusions in olivine nephelinite

- tuff from Salt Lake Crater, Hawaii // *Lithos.* - 1988. - V. 21, N 1. - P. 67-80.
147. Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Stabel A. Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia. II: Isotopic geochemistry of Cr-diopside inezolites and Al-augite pyroxenites // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* - 1988. - V. 52, N 2. - P. 449-459.
 148. Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The composition of the lower crust and the nature of the continental Moho-xenolith evidence // *Mantle Xenoliths*. Ed. P.H. Nixon. - Cohn Wiley St. Sons Ltd. 1987.
 149. Hammerstrom J.M., Zen E. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer // *Amer. Miner.* - 1986. - V. 71, N 11/12. - P. 1297-1313.
 150. Harley S.L. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO - MgO - Al₂O₃ - SiO₂ and CaO - FeO - MgO - Al₂O₃ - SiO₂ // *J. Petrol.* - 1984. - V. 25, N 3.
 151. Harley S.L. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1984. - V. 86, N 4. - P. 359-373.
 152. Harley S.L., Thompson A.B. Xenolithic mineral assemblages in kimberlites, paleogeotherms and the thermal structure of the mantle // *Kimberlites. Proc. 3 Int. Conf., Clermont-Ferrand.* - 1982. - Amsterdam et al. - 1984. - V. 2. - P. 277-287.
 153. Hervig R.L., Smith J.V. Sodium thermometer for pyroxenes in garnet and spinel lherzolites // *J. Geol.* - 1980. - V. 88. - P. 337-342.
 154. Hofmann A.W. Nb in Hawaiian magmas: constraints on source composition and evolution // *Chem. Geol.* - 1986. - V. 57, N 1-2. - P. 17-30.
 155. Irfune T., Ohtani E. Melting of pyrope Mg₃Al₂Si₃O₁₂ up to 10GPa: Possibility of a pressure-induced structural change in pyrope melt // *J. Geophys. Res.* - 1986. - B91, N 9. - P. 9357-9366.
 156. Irving A.I. Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle // *Am. J. Sci.* - 1980. - V. 280-A. - P. 389-426.
 157. Jagoutz E., Palme H., Baddehausen H. et al. The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // *Sci. Conf.* - 1979. - N 10.
 158. Jago B.C., Mitchell R.H. Ultrabasic xenoliths from the Ham kimberlite, Somerset Island, Northwest territories // *Can. Miner.* - 1987. - V. 25, N 3. - P. 515-525.
 159. Jenkins D.M., Newton R.C. Experimental determination of the spinel peridotite to garnet peridotite inversion at 900 °C and 1000 °C in the system CaO - MgO - Al₂O₃ - SiO₂ and at 900 °C with natural garnet and olivine // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1979. - V. 63. - P. 407-420.
 160. Johnson G.L., Rich J.E. A 30 million year cycle in arctic volcanism? // *J. Geodyn.* - 1986. - V. 6, N 1-4. - P. 111-116.
 161. Jovanovic L., Kurat G. Comparative study of ultramafic xenoliths from alkali basalts of the world // 5th Meet. Eur. Geol. Soc. (MEGS5): Orogeny, Magmatism and Metallogeny Eur., Dubrovnik., 6-9 Oct., 1987. Abstr.
 162. Kiselev A.I. Volcanism of the Baikal rift zone // *Tectonophysics.* - 1987. - V. 143, N 1-3. - P. 235-244.
 163. Knittel U., Defant M.J. Sr isotopic and trace element variations in Oligocene to Recent igneous rocks from the Philippine island arc: evidence for Recent enrichment in the sub-Philippine mantle // *Earth. Planet. Sci. Lett.* - 1988. - V. 87, N 1-2. - P. 87-99.
 164. Köhler T., Brey G. Ca in olivine as a geobarometer // *Composition and processes of deep-seated zones of continental lithosphere.*

- International Symposium, Abstracts. - Novosibirsk, 1988. - P. 129-130.
165. Krogh E.J. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - a reinterpretation of existing experimental data // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1988. - V. 99, N 1. - P. 44-48.
 166. Kuno H., Aoki K. Chemistry of ultramafic nodules and their bearings on the origin of basaltic magmas // *Phys. Earth. Planet. Inter.* 3. - 1970. - P. 273-301.
 167. Kuo L.-C., Essene E.J. Petrology of spinel harzburgite xenoliths from the Kishb Plateau, Saudi Arabia // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1986. - V. 93, N 3. - P. 335-346.
 168. Kushiro J. Origin of some magmas in oceanic and circum-oceanic regions // *Tectonophysics.* - 1973. - V. 17. - P. 211-222.
 169. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // *Can. Miner.* - 1978. - V. 16, N 4. - P. 501-520; *Miner. Mag.* - 1978. - V. 42, N 324, - P. 533-563.
 170. Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // *Amer. Mineral.* - 1983. - V. 68. - P. 477-493.
 171. Lindsley D.H., Dixon S.A. Diopside-enstatite equilibria at 850 to 1400 °C, 5 to 35 kbar // *Am. J. Sci.* - 1976. - V. 276. - P. 1285-1301.
 172. Liotard J.M., Briot D., Boivin P. Petrological and geochemical relationships between pyroxene megacrysts and associated alkali-basalts from Massif Central (France) // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1988. - V. 98. - P. 81-90.
 173. Loomis T.P. Diapiric emplacement of the Rorda intrusion // *Geol. Soc. Amer. Bull.* - 1972. - V. 83. - P. 2485-2496.
 174. Loomis T.P. Multicomponent diffusion in garnet. II. Comparison of models with natural data // *Amer. J. Sci.* - 1978. - V. 278. - P. 1119-1179.
 175. Macdonald R., Thorpe R.S., Gaskart J.W., Grindrod A.R. Multi-component origin of Caledonian lamprophyres of northern England // *Miner. Mag.* - 1985. - V. 49, N 4. - P. 485-494.
 176. Maksimović Z., Jovanović L. Closing temperatures and pressures of lherzolites and harzburgites in the ophiolite complexes of the world // 5th Meet. Eur. Geol. Soc. (MEGS5): Orogeny, Magmatism and Metallogeny Eur., Dubrovnik, 6-9 Oct., 1987. Abstr. - P. 57-58.
 177. Marza I. Signification de la fréquence et de la taille des nodules péridotitiques dans l'établissement des centres d'éruption des basaltes alcalins porteurs de nodules (nodulifères) // *Stud. Univ. Babeş-Bolyai. Geol.-geogr.* - 1986. - V. 31, N 2. - P. 13-18.
 178. McDonough W.F., McCulloch M.T. The southeast Australian lithospheric mantle: isotopic and geochemical constraints on its growth and evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* - 1987. - V. 86, N 2-4. - P. 327-340.
 179. Mengel K., Krann U., Wedepohl K.H., Gohn E. Sr isotopes in peridotite xenolith and their basalt rocks from the northern Hessian Depression (NW Germany) // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1984. - V. 87. - P. 369-375.
 180. Menzies M., Kempton P., Dungan M. Interaction of continental lithosphere and asthenospheric melts below Geronimo volcanic field, Arizona, U.S.A. // *J. Petrol.* - 1985. - V. 26, N 3. - P. 663-694.
 181. Menzies M.A., Wass S. CO₂- and LREE-rich mantle below eastern Australia: REE, Sr and Nd² isotopic study of Cenozoic alkaline magmas and apatite-rich xenoliths, Southern Highlands Province, New South Wales, Australia // *Earth Planet. Sci. Lett.* - 1983. - V. 65. - P. 287-302.
 182. Mercier J.-C.C. Single-pyroxene thermobarometry // *Tectonophysics.* - 1980. - V. 70. - P. 1-37.

183. Mercier J.-C.C., Benoit V., Gerardea J. Equilibrium state of diopside-bearing harzburgites from ophiolites: geobarometric and geodynamic implications // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1984. - V. 85, N 5. - P. 391-404.
184. Mercier J.-C.C., Nicolas A. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenolith from basalts // *J. Petrol.* - 1975. - V. 16, N 2. - P. 454-448.
185. Merril R.B., Whyllie P.T. Kaersutite and Kaersutite eclogite from kahanui, New Zealand - water excess and water deficient melting to 30 kilobars // *Bull. Geol. Soc. Am.* - 1975. - V. 86, N 4. - P. 555-570.
186. Mitchell R.H. Garnet lherzolite from the Hahaus. I and Louwrensia kimberlites of Namibia // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1984. - V. 86, N 2. - P. 178-188.
187. Nasir S., Al-Fugha H. Spinel-lherzolite xenoliths from the Aritain Volcano, NE-Jordan // *Mineral. and Petrol.* - 1988. - V. 39, N 2. - P. 127-137.
188. Natan H.D., Van Kirk C.K. A model of magmatic crystallization // *J. Petrol.* - 1978. - V. 19, N 1. - P. 66-94.
189. Neal C.R., Nixon P.H. Spinel-garnet relationships in mantle xenoliths from the Malaita alnötes. Solomon Islands, South-Western Pacific // *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* - 1985. - V. 88, N 2. - P. 347-354.
190. Neville S.L., Schiffman P., Sadler P. Ultramafic inclusions in late Miocene alkaline basalts from Fry and Ruby Mountains, San Bernardino County, California // *Amer. Miner.* - 1985. - V. 70, N 7-8. - P. 668-677.
191. Nickel K.G., Green D.H. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of lithosphere, kimberlites and diamonds // *Earth Planet. Sci. Lett.* - 1965. - V. 73. - P. 158-170.
192. Nicolas A. A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites // *J. Petrol.* - 1986. - V. 27, N 4. - P. 999-1022.
193. Nicolas A., Dupuy C. Origin of ophiolitic and oceanic lherzolites // *Tectonophysics.* - 1984. - V. 110. - P. 177-187.
194. O'Neill H.St.C. The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite and its use a geobarometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1981. - V. 77. - P. 185-194.
195. O'Neill H. St. C., Wall V. J. The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle // *J. Petrol.* - 1987. - V. 28, N 6. - P. 1169-1193.
196. O'Neill H. St. C., Wood B.R. An experimental study of Fe-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometre // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1979. - V. 70. - P. 59-70.
197. O'Reilly S.Y., Griffin W.L. A xenolith derived geotherm for southeastern Australia and its geophysical implications // *Tectonophysics.* - 1975. - V. 3, N 1/2. - P. 41-63.
198. O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Sr isotopic heterogeneity in primitive basaltic rocks, south-eastern Australia: correlation with mantle metasomatism // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1984. - V. 83, N 3.
199. O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia. I: Metasomatic processes in Cr-diopside lherzolites // *Geochim. et cosmochim. acta.* - 1988. - V. 52, N 2. - P. 433-447.
200. O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Eastern Australia - 4000 kilometres of mantle samples // *Mantle Xenoliths.* Ed. P.H. Nixon. - John Wiley and Sons Ltd. - 1987.

201. Ozawa K. Evolution of olivine-spinel, geothermometry as indicator of thermal history of peridotites // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1983. - V. 82, N 1. - P. 52-66.
202. Preb S., Witt G., Seck H.A. et al. Spinel peridotite xenoliths from the Tariat Depression, Mongolia. I: Major element chemistry and mineralogy of a primitive mantle xenolith suite // *Geochim. et cosmochim. acta.* - 1986. - V. 50, N 12. - P. 2587-2599.
203. Qu Jiexiang, Liao Quan. The chemical composition of the clinopyroxenes from the pallial inclusions in Cenozoic basalts of eastern China and their geological significance // *Acta geol. sin.* - 1987. - V. 61, N 4. - P. 322-335.
204. Robert J.-C. Titanium solubilities in synthetic phlogopite solid solutions // *Chemic. Geol.* - 1976. - V. 17. - P. 195-212.
205. Roden M.F., Murthy V.R. Mantle metasomatism. // *An. Rev. Earth and Planet. Sci.* - 1985. - V. 13. - P. 269-296.
206. Rudnick R.L., McDonough W.F., McCulloch M.T., Taylor S.R. Lower crustal xenoliths from Queensland, Australia: evidence for deep crustal assimilation and fractionation of continental basalts // *Geochim. et cosmochim. acta.* - 1986. - V. 50, N 6. - P. 1099-1115.
207. Sachtleben T., Seck H.A. Chemical control of Al-solubility in orthopyroxene and its implication for pyroxene geothermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1981. - V. 78, N 2. - P. 157-185.
208. Scheider M.E., Eggler D.H. Composition of fluids in equilibrium with peridotite: implication for alkaline magmatism-metasomatism // *Kimberlites Proceedings 3 Intern. Conference.* - Amsterdam, 1982. - P. 383-394.
209. Sen S.K., Bhattacharya A. An orthopyroxene garnet thermometer and its application to the modras charnockites // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1984. - V. 88, N 1/2. - P. 64-71.
210. Sinigoi S., Comin-Chaaramonti P., Demarchi G., Siena F. Differentiation of partial melts in the mantle: evidence from the Balmuccia Peridotite, Italy // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1983. - V. 82, N 4. - P. 351-360.
211. Tingle T.N., Green H.W. Carbon solubility in olivine: implication for upper mantle evolution // *J. Geology.* - 1987. - V. 15, N 4. - P. 324-326.
212. Thompson R.N. Melting behaviour of two Snake River lavas at pressures up to 35 kb // *Carnegi-Inst. Washington Yearb.* - 1972. - V. 71. - P. 406-410.
213. Thompson R.N. Primary basalts and Magma Genesis, I; Skye North-West Scotland // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1974. - V. 45, N 4. - P. 317.
214. Thompson R.N., Fowler M.B. Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonides // *Contrib. Mineral. and Petrol.* - 1986. - V. 94, N 4. - P. 507-522.
215. Thompson R.N., Morrison M.A. Asthenospheric and lower-lithospheric mantle contributions to continental extensional magmatism: an example from the British Tertiary Province // *Chem. Geol.* - 1988. - V. 68, N 1-2. - P. 1-15.
216. Wallace M.E., Green D.H. An experimental determination of primary carbonatite magma composition // *Nature.* - 1988. - V. 336. - P. 343-346.
217. Wang H., Yang X., Zhu B. et al. K-Ar geochronology and evolution of the Cenozoic volcanic rocks of Eastern China // *Geochemica.* - 1988. - N 1. - P. 1-12.
218. Webb S.A.C., Wood B.J. Spinel-pyroxene-garnet relationships and their dependence on Cr/Al ratio // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1985. - V. 92. - P. 471-480.
219. Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1977. - V. 62. - P. 129-139.

220. Wilkinson J.F.G., Hensel H.D. The petrology of some picrites from Mauna Loa and Kilauea volcanoes, Hawaii // Contrib. Mineral. Petrol. - 1985. - V. 98. - P. 326-345.
221. Wilkinson J.F.G., Le Maitre R.W. Upper mantle amphiboles and micas and TiO_2 , K_2O , and P_2O_5 abundances and $100 \text{ Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ratios of common basalts and andesites: Implications for modal mantle metasomatism and undepleted mantle compositions // J. Petrol. - 1987. - V. 28, N 1. - P. 37-73.
222. Whilshere H.G., Pike J.E.N., Meyer C.E., Schwarzman E.C. Amphibole-rich veins in lherzolite xenoliths, Dish Hill and Deadman. Lake, California // Am. J. Sci. - 1980. - V. 280A. - P. 576-593.
223. Wood B.J. Al in orthopyroxene coexisting with garnet // Contrib. Mineral. Petrol. - 1974. - V. 46. - P. 1-15.
224. Wyllie P.I. Mantle fluid compositions buffered in peridotite - CO_2 - H_2O by carbonates, amphibole and phlogopite // J. Geol. - 1978. - V. 86. - P. 687-713.

ПРИЛОЖЕНИЕ

МИКРОЗОНДОВЫЕ АНАЛИЗЫ МИНЕРАЛОВ ИЗ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

ОБОЗНАЧЕНИЯ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ГРУПП ПОРОД

- G - гранатовые лерцолиты
- L - шпинелевые лерцолиты
- M - лерцолиты, импрегнированные расплавом
- N - метасоматизированные шпинелевые лерцолиты
- O - флогопитовые лерцолиты
- P - флогопит-амфиболовые лерцолиты
- Q - амфиболовые лерцолиты
- U - гранатовые лерцолиты с флогопитом
- W - контактовые ассоциации
- Y - псевдогранатовые ассоциации
- 1 - "анатектические" пироксениты
- 2 - гранатовые "анатектические" пироксениты
- 3 - малохромистые железомagneзиальные вебстериты
- 4 - то же, с гранатом
- 5 - амфибол-флогопитсодержащие кумулаты
- 6 - черные пироксениты
- 7 - то же, с гранатом

Т а б л и ц а 1. Составы энстатитов из ксенолитов пикробазальтов Витимского плоскогорья (условно олигоцен)

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | Сумма |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|------|-------------------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| G31350 | 55,46 | 0,23 | 3,52 | 0,54 | 5,85 | 0,17 | 32,13 | 0,83 | 0,21 | 98,94 |
| G31332 | 56,07 | 0,16 | 3,47 | 0,48 | 5,97 | 0,17 | 33,41 | 0,79 | 0,27 | 100,79 |
| G31329 | 54,34 | 0,19 | 3,37 | 0,47 | 6,14 | 0,20 | 32,79 | 0,77 | 0,18 | 98,45 |
| G31319 | 56,11 | 0,15 | 3,20 | 0,44 | 6,14 | 0,17 | 33,14 | 0,76 | 0,12 | 100,23 |
| G31321 | 55,85 | 0,15 | 3,59 | 0,55 | 5,89 | 0,17 | 32,66 | 0,89 | 0,19 | 99,94 |
| G31346 | 55,49 | 0,23 | 3,93 | 0,62 | 5,95 | 0,17 | 32,31 | 0,97 | 0,30 | 99,97 |
| G31322 | 56,33 | 0,19 | 3,51 | 0,48 | 5,92 | 0,10 | 33,05 | 0,79 | 0,20 | 100,57 |
| G31323 | 54,49 | 0,23 | 5,38 | 0,95 | 5,75 | 0,17 | 31,24 | 1,86 | 0,24 | 100,31 |
| G31338 | 54,99 | 0,15 | 3,70 | 0,73 | 5,67 | 0,10 | 32,70 | 0,91 | 0,12 | 99,07 |
| G31345 | 56,23 | 0,19 | 3,94 | 0,59 | 6,05 | 0,17 | 32,56 | 0,90 | 0,27 | 100,90 |
| G31357 | 55,69 | 0,19 | 3,60 | 0,51 | 5,80 | 0,20 | 32,54 | 0,89 | 0,15 | 99,57 |
| G31333 | 55,56 | 0,19 | 3,62 | 0,58 | 5,93 | 0,17 | 31,97 | 0,88 | 0,28 | 99,18 |
| G31344 | 55,94 | 0,19 | 3,40 | 0,51 | 5,89 | 0,17 | 32,24 | 0,89 | 0,10 | 99,33 |
| G31328 | 56,09 | 0,16 | 3,84 | 0,59 | 6,04 | 0,17 | 32,76 | 0,93 | 0,23 | 100,81 |
| G31327 | 54,74 | 0,15 | 3,92 | 0,44 | 5,73 | 0,14 | 32,80 | 0,88 | 0,18 | 98,98 |
| G31324 | 55,92 | 0,12 | 3,53 | 0,62 | 5,60 | 0,14 | 32,81 | 0,84 | 0,21 | 99,79 |
| G31315 | 56,57 | 0,08 | 3,51 | 0,52 | 5,76 | 0,14 | 33,24 | 0,76 | 0,20 | 100,78 |
| G31312 | 56,07 | 0,19 | 4,09 | 0,70 | 5,97 | 0,10 | 32,43 | 0,98 | 0,24 | 100,77 |
| G31318 | 56,87 | 0,12 | 3,49 | 0,52 | 5,93 | 0,21 | 32,38 | 0,82 | 0,11 | 100,45 |
| G31325 | 56,06 | 0,19 | 3,43 | 0,48 | 6,20 | 0,17 | 33,07 | 0,82 | 0,20 | 100,62 |
| G31349 | 54,52 | 0,23 | 3,38 | 0,50 | 6,06 | 0,13 | 32,59 | 0,85 | 0,21 | 98,47 |
| G31316 | 56,62 | 0,15 | 3,38 | 0,55 | 5,77 | 0,10 | 32,75 | 0,79 | 0,24 | 100,35 |
| G31326 | 56,16 | 0,19 | 3,70 | 0,55 | 5,84 | 0,17 | 32,35 | 0,92 | 0,15 | 100,03 |
| G31314 | 55,52 | 0,11 | 3,75 | 0,54 | 5,77 | 0,17 | 32,34 | 0,96 | 0,19 | 99,25 |
| G31317 | 55,52 | 0,23 | 3,96 | 0,58 | 5,86 | 0,10 | 31,90 | 0,97 | 0,25 | 99,37 |
| G31320 | 55,14 | 0,27 | 3,74 | 0,69 | 5,79 | 0,14 | 32,04 | 1,02 | 0,25 | 99,08 |
| G31331 | 56,52 | 0,27 | 3,35 | 0,51 | 5,97 | 0,21 | 32,53 | 0,76 | 0,15 | 100,27 |
| G31340 | 55,11 | 0,27 | 3,79 | 0,72 | 5,82 | 0,14 | 32,16 | 0,86 | 0,22 | 99,09 |
| G31330 | 55,17 | 0,19 | 3,56 | 0,69 | 5,90 | 0,17 | 32,10 | 0,77 | 0,19 | 98,74 |
| G31341 | 55,86 | 0,27 | 3,57 | 0,51 | 5,69 | 0,14 | 32,15 | 0,83 | 0,16 | 99,18 |
| G31343 | 55,00 | 0,27 | 4,02 | 0,70 | 6,09 | 0,17 | 32,64 | 0,97 | 0,25 | 100,11 |
| G31339 | 55,08 | 0,08 | 4,47 | 0,51 | 5,92 | 0,14 | 31,96 | 0,75 | 0,18 | 99,09 |
| G31360 | 56,01 | 0,15 | 3,66 | 0,58 | 6,04 | 0,10 | 31,95 | 0,88 | 0,18 | 99,55 |
| G31361 | 55,37 | 0,19 | 3,49 | 0,58 | 5,92 | 0,14 | 32,20 | 0,88 | 0,18 | 98,95 |
| G31362 | 54,73 | 0,27 | 3,68 | 0,65 | 5,94 | 0,17 | 32,16 | 0,91 | 0,21 | 98,72 |
| G31369 | 55,04 | 0,23 | 3,74 | 0,83 | 5,92 | 0,13 | 31,65 | 0,93 | 0,21 | 98,68 |
| G31364 | 55,17 | 0,23 | 3,94 | 0,73 | 5,76 | 0,14 | 31,98 | 0,96 | 0,24 | 99,15 |
| G31365 | 55,14 | 0,15 | 3,80 | 0,61 | 5,66 | 0,13 | 32,02 | 0,91 | 0,21 | 98,63 |
| G31366 | 56,79 | 0,19 | 3,59 | 0,63 | 6,18 | 0,14 | 32,74 | 0,76 | 0,17 | 101,19 |
| G31367 | 56,27 | 0,12 | 3,64 | 0,70 | 5,69 | 0,10 | 32,68 | 0,87 | 0,16 | 100,23 |
| G31368 | 55,13 | 0,19 | 3,79 | 0,80 | 5,66 | 0,10 | 32,28 | 0,96 | 0,21 | 99,12 |
| G31371 | 55,78 | 0,11 | 3,37 | 0,76 | 5,78 | 0,10 | 32,66 | 0,78 | 0,13 | 99,47 |
| G31372 | 56,53 | 0,12 | 3,61 | 0,77 | 5,92 | 0,14 | 32,57 | 1,01 | 0,24 | 100,91 |
| G31373 | 56,43 | 0,15 | 3,86 | 0,66 | 5,93 | 0,14 | 32,38 | 0,76 | 0,09 | 100,40 |
| G31374 | 55,73 | 0,19 | 3,35 | 0,81 | 5,90 | 0,10 | 32,97 | 1,00 | 0,18 | 100,23 |
| G31375 | 55,96 | 0,15 | 3,45 | 0,55 | 6,18 | 0,14 | 32,22 | 0,75 | 0,16 | 99,56 |
| G31376 | 55,35 | 0,11 | 3,72 | 0,47 | 5,54 | 0,10 | 32,61 | 0,69 | 0,10 | 98,69 |
| G31377 | 56,69 | 0,15 | 3,26 | 0,37 | 5,74 | 0,10 | 33,02 | 0,92 | 0,17 | 100,42 |
| G31378 | 55,84 | 0,19 | 4,05 | 0,51 | 5,95 | 0,14 | 32,16 | 0,81 | 0,13 | 99,78 |
| G31379 | 55,51 | 0,15 | 3,41 | 0,62 | 5,83 | 0,10 | 32,51 | 0,88 | 0,15 | 99,16 |
| G31380 | 56,04 | 0,08 | 3,78 | 0,55 | 5,82 | 0,14 | 32,67 | 0,78 | 0,21 | 100,07 |
| G31381 | 55,58 | 0,19 | 3,60 | 0,55 | 6,19 | 0,10 | 32,62 | 0,78 | 0,27 | 99,88 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|---------|-------|------|------|------|-------|------|-------|------|------|--------|
| G31382 | 56,24 | 0,08 | 3,26 | 0,59 | 6,33 | 0,10 | 32,86 | 0,84 | 0,15 | 100,45 |
| G31354 | 55,18 | 0,15 | 3,95 | 0,62 | 6,15 | 0,10 | 31,75 | 0,69 | 0,10 | 98,69 |
| G31377 | 56,69 | 0,15 | 3,26 | 0,37 | 5,74 | 0,10 | 33,02 | 0,92 | 0,17 | 100,42 |
| G31378 | 55,84 | 0,19 | 4,05 | 0,51 | 5,95 | 0,14 | 32,16 | 0,81 | 0,13 | 99,78 |
| G31379 | 55,51 | 0,15 | 3,41 | 0,62 | 5,83 | 0,10 | 32,51 | 0,88 | 0,15 | 99,16 |
| G313100 | 56,00 | 0,23 | 3,83 | 0,67 | 5,99 | 0,14 | 33,29 | 0,82 | 0,20 | 101,17 |
| G31312* | 55,67 | 0,19 | 3,76 | 0,62 | 5,91 | 0,14 | 32,11 | 0,86 | 0,21 | 99,47 |
| G31316* | 56,02 | 0,19 | 3,61 | 0,47 | 5,92 | 0,20 | 32,20 | 0,89 | 0,25 | 99,75 |
| G31369* | 55,09 | 0,15 | 3,75 | 0,69 | 5,73 | 0,10 | 32,07 | 0,88 | 0,19 | 98,65 |
| L314/54 | 55,06 | 0,15 | 3,86 | 0,33 | 6,10 | 0,10 | 33,29 | 0,40 | 0,07 | 99,36 |
| L314/3 | 55,25 | 0,23 | 3,83 | 0,54 | 5,91 | 0,13 | 31,59 | 0,80 | 0,27 | 98,55 |
| L314/14 | 55,97 | 0,19 | 3,59 | 0,59 | 5,96 | 0,14 | 33,21 | 0,73 | 0,26 | 100,64 |
| L314/11 | 55,32 | 0,15 | 3,68 | 0,55 | 5,88 | 0,10 | 32,56 | 0,72 | 0,19 | 99,15 |
| L314/8 | 55,61 | 0,12 | 4,37 | 0,55 | 5,98 | 0,10 | 32,71 | 0,76 | 0,17 | 100,37 |
| L314/22 | 55,20 | 0,15 | 4,16 | 0,29 | 6,35 | 0,17 | 32,11 | 0,46 | 0,07 | 98,96 |
| L314/16 | 56,39 | 0,12 | 3,68 | 0,74 | 5,43 | 0,10 | 33,36 | 0,82 | 0,24 | 100,88 |
| L314141 | 54,99 | 0,08 | 4,56 | 0,73 | 5,97 | 0,14 | 32,30 | 0,70 | 0,22 | 99,69 |
| Q314/21 | 54,48 | 0,19 | 4,06 | 0,65 | 5,93 | 0,14 | 32,52 | 0,91 | 0,19 | 99,07 |
| Q314/9 | 55,78 | 0,47 | 3,73 | 0,59 | 5,92 | 0,10 | 33,09 | 0,77 | 0,38 | 100,83 |
| Q314/17 | 55,71 | 0,27 | 3,43 | 0,62 | 5,93 | 0,10 | 32,41 | 0,75 | 0,28 | 99,50 |
| W315172 | 55,09 | 0,15 | 4,27 | 0,25 | 7,42 | 0,14 | 31,65 | 0,48 | 0,16 | 99,61 |
| 131546 | 54,23 | 0,11 | 4,53 | 0,98 | 5,84 | 0,10 | 32,09 | 1,23 | 0,12 | 99,23 |
| 1315/44 | 54,67 | 0,23 | 3,65 | 0,62 | 5,97 | 0,10 | 33,15 | 0,62 | 0,09 | 99,10 |
| 3315172 | 54,94 | 0,15 | 5,79 | 0,18 | 7,23 | 0,14 | 30,53 | 0,46 | 0,16 | 99,58 |
| 7315/43 | 53,12 | 0,26 | 5,37 | 0,04 | 11,90 | 0,17 | 28,35 | 1,24 | 0,12 | 100,57 |
| 2315/30 | 55,17 | 0,19 | 3,82 | 0,62 | 6,18 | 0,14 | 31,99 | 0,83 | 0,09 | 99,03 |

Таблица 2. Составы клинопироксенов из ксенолитов пикробазальтов Витимского плоскогорья (условно олигоцен)

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | Сумма |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| G31330 | 51,78 | 0,69 | 5,52 | 1,49 | 3,07 | 0,13 | 15,46 | 18,80 | 2,06 | 99,00 |
| G31332 | 52,34 | 0,62 | 5,44 | 1,47 | 3,07 | 0,13 | 15,74 | 19,34 | 2,02 | 100,17 |
| G31329 | 51,95 | 0,62 | 5,45 | 1,35 | 2,97 | 0,16 | 14,97 | 18,91 | 2,39 | 98,77 |
| G31319 | 52,54 | 0,77 | 5,62 | 1,40 | 3,04 | 0,13 | 15,31 | 18,92 | 1,99 | 99,72 |
| G31321 | 52,52 | 0,44 | 5,50 | 1,50 | 3,00 | 0,16 | 15,66 | 18,95 | 2,08 | 99,81 |
| G31346 | 53,01 | 0,55 | 5,81 | 1,41 | 3,26 | 0,16 | 15,66 | 18,49 | 1,20 | 100,55 |
| G31322 | 52,26 | 0,62 | 5,37 | 1,47 | 2,91 | 0,10 | 15,72 | 19,93 | 1,87 | 100,25 |
| G31323 | 51,03 | 0,44 | 6,21 | 1,63 | 3,86 | 0,19 | 17,94 | 15,84 | 1,28 | 98,42 |
| G31338 | 52,79 | 0,44 | 5,21 | 1,36 | 3,04 | 0,13 | 16,32 | 19,18 | 1,48 | 99,95 |
| G31345 | 52,64 | 0,55 | 5,81 | 1,37 | 3,15 | 0,16 | 15,34 | 19,17 | 2,14 | 100,33 |
| G31357 | 52,74 | 0,51 | 5,24 | 1,28 | 2,95 | 0,10 | 15,20 | 19,04 | 2,01 | 99,07 |
| G31333 | 52,89 | 0,66 | 5,48 | 1,54 | 3,08 | 0,13 | 15,38 | 19,04 | 2,09 | 100,29 |
| G31344 | 52,27 | 0,54 | 5,23 | 1,38 | 2,97 | 0,16 | 15,48 | 18,62 | 1,91 | 98,56 |
| G31328 | 52,25 | 0,44 | 5,55 | 1,46 | 3,32 | 0,10 | 15,61 | 18,92 | 1,81 | 99,46 |
| G31327 | 52,68 | 0,48 | 5,93 | 1,05 | 2,97 | 0,13 | 15,39 | 19,21 | 1,77 | 99,67 |
| G31324 | 52,68 | 0,51 | 5,46 | 1,18 | 2,76 | 0,06 | 15,49 | 19,31 | 1,77 | 99,22 |
| G31315 | 52,21 | 0,37 | 5,86 | 1,02 | 2,95 | 0,13 | 15,72 | 20,78 | 1,83 | 100,87 |
| G31312 | 53,06 | 0,63 | 5,68 | 1,40 | 3,01 | 0,10 | 15,73 | 18,34 | 1,68 | 99,63 |

Продолжение табл. 2

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|---------|-------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|--------|
| G31318 | 52,03 | 0,44 | 5,47 | 1,48 | 2,94 | 0,13 | 15,64 | 18,70 | 1,77 | 98,60 |
| G31325 | 51,97 | 0,65 | 5,87 | 1,18 | 3,21 | 0,13 | 15,35 | 18,44 | 2,16 | 98,96 |
| G31349 | 52,15 | 0,62 | 5,27 | 1,25 | 2,88 | 0,10 | 15,50 | 19,34 | 2,02 | 99,13 |
| G31316 | 52,25 | 0,51 | 5,76 | 1,00 | 2,85 | 0,13 | 15,36 | 18,91 | 1,99 | 98,76 |
| G31326 | 52,48 | 0,40 | 5,15 | 1,32 | 2,92 | 0,13 | 15,62 | 19,44 | 1,81 | 99,27 |
| G31314 | 53,03 | 0,59 | 5,54 | 1,48 | 3,03 | 0,10 | 15,64 | 19,26 | 1,85 | 100,52 |
| G31317 | 53,25 | 0,74 | 5,66 | 1,45 | 2,94 | 0,13 | 15,37 | 19,25 | 2,06 | 100,85 |
| G31320 | 53,28 | 0,63 | 5,77 | 1,37 | 3,03 | 0,16 | 15,76 | 18,57 | 1,85 | 100,42 |
| G31331 | 53,00 | 0,63 | 5,32 | 1,30 | 2,92 | 0,16 | 15,59 | 19,41 | 2,16 | 100,49 |
| G31340 | 53,14 | 0,56 | 5,71 | 1,69 | 2,93 | 0,16 | 15,52 | 18,63 | 2,25 | 100,59 |
| G31330 | 52,29 | 0,80 | 5,71 | 1,36 | 2,92 | 0,13 | 15,38 | 18,44 | 2,21 | 99,24 |
| G31341 | 52,30 | 0,66 | 5,37 | 1,28 | 2,95 | 0,13 | 15,78 | 18,60 | 1,91 | 98,98 |
| G31343 | 52,77 | 0,67 | 6,18 | 1,38 | 3,27 | 0,13 | 15,84 | 18,44 | 2,17 | 100,85 |
| G31339 | 52,23 | 0,51 | 5,26 | 1,52 | 2,74 | 0,10 | 15,53 | 19,03 | 1,79 | 98,71 |
| G31360 | 52,07 | 0,66 | 5,93 | 1,28 | 3,24 | 0,23 | 15,18 | 18,43 | 2,06 | 99,08 |
| G31361 | 53,37 | 0,59 | 5,76 | 1,24 | 2,97 | 0,13 | 15,93 | 18,64 | 2,02 | 100,65 |
| G31362 | 53,35 | 0,56 | 5,82 | 1,24 | 2,90 | 0,13 | 15,86 | 18,57 | 2,13 | 100,56 |
| G31369 | 52,66 | 0,63 | 5,71 | 1,65 | 3,11 | 0,10 | 15,73 | 18,46 | 2,04 | 100,09 |
| G31364 | 52,80 | 0,59 | 5,79 | 1,44 | 3,02 | 0,10 | 15,96 | 18,47 | 1,98 | 100,15 |
| G31365 | 52,08 | 0,51 | 5,69 | 1,04 | 2,82 | 0,13 | 15,77 | 18,89 | 1,98 | 98,91 |
| G21366 | 51,48 | 0,70 | 5,58 | 1,39 | 2,44 | 0,10 | 15,26 | 21,07 | 2,23 | 100,25 |
| G31367 | 53,19 | 0,26 | 4,99 | 1,36 | 2,71 | 0,13 | 15,70 | 19,47 | 1,72 | 99,53 |
| G31368 | 52,17 | 0,47 | 5,53 | 1,52 | 2,98 | 0,13 | 15,86 | 18,38 | 1,84 | 98,88 |
| G31370 | 52,44 | 0,44 | 5,12 | 1,43 | 2,67 | 0,16 | 15,97 | 19,64 | 1,85 | 99,72 |
| G31371 | 52,99 | 0,52 | 5,26 | 1,40 | 2,91 | 0,13 | 15,77 | 19,66 | 2,07 | 100,31 |
| G31372 | 52,73 | 0,63 | 5,55 | 1,44 | 3,08 | 0,13 | 15,61 | 19,02 | 2,13 | 100,32 |
| G31373 | 51,96 | 0,47 | 5,20 | 1,58 | 2,93 | 0,13 | 15,70 | 18,48 | 2,05 | 98,50 |
| G31374 | 52,21 | 0,73 | 5,61 | 0,73 | 2,68 | 0,16 | 14,47 | 20,33 | 2,09 | 99,01 |
| G31375 | 53,23 | 0,41 | 5,29 | 1,37 | 2,93 | 0,16 | 15,83 | 19,39 | 1,88 | 100,49 |
| G31376 | 53,18 | 0,48 | 5,96 | 1,16 | 3,26 | 0,16 | 15,36 | 18,56 | 2,12 | 100,24 |
| G31377 | 52,78 | 0,48 | 5,36 | 1,33 | 2,77 | 0,07 | 15,98 | 19,06 | 1,75 | 99,58 |
| G31378 | 52,34 | 0,58 | 5,75 | 0,90 | 3,05 | 0,13 | 16,07 | 18,35 | 1,69 | 98,86 |
| G31379 | 53,32 | 0,59 | 5,58 | 1,34 | 3,20 | 0,07 | 15,59 | 18,85 | 2,01 | 100,55 |
| G31380 | 52,20 | 0,44 | 5,93 | 1,50 | 3,26 | 0,10 | 15,84 | 18,11 | 2,04 | 99,42 |
| G31381 | 52,31 | 0,44 | 5,30 | 1,49 | 2,91 | 0,16 | 15,70 | 18,78 | 1,79 | 98,88 |
| G31382 | 51,99 | 0,58 | 5,47 | 1,39 | 2,97 | 0,13 | 15,49 | 18,61 | 2,09 | 98,82 |
| G31354 | 52,72 | 0,63 | 5,23 | 1,36 | 3,44 | 0,13 | 16,09 | 18,40 | 2,07 | 100,07 |
| G31310 | 52,99 | 0,52 | 5,68 | 1,44 | 3,29 | 0,10 | 15,84 | 18,66 | 1,95 | 100,47 |
| G31342 | 51,77 | 0,58 | 5,55 | 1,52 | 3,34 | 0,16 | 15,92 | 18,34 | 1,91 | 99,09 |
| G313101 | 52,57 | 0,29 | 5,27 | 1,25 | 2,99 | 0,13 | 15,98 | 18,94 | 1,78 | 99,20 |
| G313100 | 51,73 | 0,55 | 5,99 | 1,35 | 2,84 | 0,10 | 15,60 | 18,53 | 2,06 | 98,75 |
| G31316* | 52,20 | 0,62 | 5,52 | 1,42 | 3,04 | 0,16 | 15,14 | 18,65 | 2,13 | 98,88 |
| G31369* | 53,66 | 0,41 | 5,27 | 1,45 | 3,01 | 0,13 | 15,82 | 19,50 | 1,83 | 101,08 |
| L314/54 | 51,40 | 0,65 | 6,46 | 0,90 | 2,38 | 0,10 | 14,36 | 20,56 | 2,06 | 98,87 |
| L314/3 | 52,42 | 0,48 | 5,84 | 1,37 | 3,48 | 0,16 | 16,33 | 18,29 | 2,06 | 100,43 |
| L314/14 | 52,75 | 0,59 | 6,07 | 1,62 | 3,03 | 0,10 | 15,59 | 18,74 | 2,15 | 100,64 |
| L314/11 | 52,58 | 0,40 | 5,63 | 1,22 | 3,03 | 0,06 | 15,87 | 18,68 | 1,80 | 99,27 |
| L314/8 | 51,83 | 0,44 | 5,92 | 1,38 | 2,91 | 0,16 | 15,74 | 18,75 | 1,72 | 98,85 |
| L314/22 | 51,17 | 0,65 | 6,15 | 0,96 | 2,67 | 0,10 | 14,53 | 20,66 | 2,04 | 98,53 |
| L314/16 | 52,60 | 0,26 | 4,78 | 1,49 | 2,73 | 0,06 | 15,98 | 19,52 | 1,50 | 99,32 |
| L314141 | 52,49 | 0,37 | 6,02 | 0,80 | 2,91 | 0,10 | 15,65 | 19,70 | 1,71 | 99,75 |
| Q314/21 | 51,90 | 0,69 | 6,14 | 1,49 | 3,31 | 0,13 | 15,35 | 17,90 | 2,05 | 98,96 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|---------|-------|-------|------|------|------|------|-------|-------|------|--------|
| СЗ14/9 | 52,78 | 0,63 | 6,51 | 1,34 | 3,57 | 0,13 | 15,51 | 17,59 | 2,70 | 100,76 |
| W315172 | 52,33 | 0,78 | 7,45 | 0,60 | 2,82 | 0,10 | 13,79 | 20,40 | 2,19 | 100,50 |
| 131546 | 52,05 | 0,66 | 6,99 | 0,31 | 7,08 | 0,16 | 16,79 | 13,91 | 1,58 | 99,53 |
| 1315/44 | 52,21 | 0,48 | 5,64 | 0,59 | 5,04 | 0,13 | 18,49 | 14,97 | 1,11 | 98,96 |
| 3315172 | 51,52 | 0,73 | 8,24 | 0,38 | 2,66 | 0,10 | 13,27 | 20,10 | 2,28 | 99,34 |
| 7315/43 | 51,36 | 0,99 | 7,38 | 0,07 | 7,42 | 0,13 | 14,63 | 16,17 | 2,05 | 100,20 |
| 7315/47 | 49,24 | 0,433 | 8,43 | 0,03 | 8,13 | 0,13 | 17,22 | 13,53 | 2,13 | 99,27 |
| 2315/30 | 52,61 | 0,71 | 6,49 | 0,35 | 3,14 | 0,07 | 16,22 | 19,33 | 1,80 | 100,72 |

Таблица 3. Составы оливинов из ксенолитов пикробазальтов Витимского плоскогорья (условно олигоцен)

| индекс | SiO ₂ | FeO | MgO | CaO | Сумма |
|--------|------------------|-------|-------|------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| G31350 | 41,07 | 9,80 | 49,89 | 0,08 | 100,84 |
| G31332 | 40,53 | 9,89 | 48,65 | 0,08 | 99,15 |
| G31329 | 40,62 | 9,71 | 48,65 | 0,08 | 99,06 |
| G31319 | 41,22 | 9,71 | 49,76 | 0,08 | 100,77 |
| G31321 | 41,03 | 9,71 | 49,53 | 0,08 | 100,40 |
| G31346 | 40,98 | 9,75 | 49,47 | 0,08 | 100,28 |
| G31322 | 40,48 | 9,53 | 48,91 | 0,08 | 99,00 |
| G31323 | 41,35 | 9,24 | 49,97 | 0,19 | 100,80 |
| G31338 | 41,26 | 9,27 | 50,11 | 0,04 | 100,68 |
| G31345 | 40,45 | 9,59 | 49,40 | 0,11 | 99,65 |
| G31357 | 41,11 | 9,53 | 50,13 | 0,08 | 100,90 |
| G31333 | 41,26 | 9,87 | 49,70 | 0,12 | 101,00 |
| G31344 | 41,14 | 9,64 | 49,64 | 0,12 | 100,54 |
| G31328 | 40,74 | 9,67 | 49,49 | 0,08 | 99,98 |
| G31327 | 40,56 | 9,21 | 49,21 | 0,08 | 99,06 |
| G31324 | 40,85 | 9,23 | 49,58 | 0,08 | 99,74 |
| G31315 | 40,85 | 9,23 | 49,58 | 0,08 | 99,74 |
| G31312 | 41,05 | 9,31 | 49,59 | 0,08 | 100,03 |
| G31318 | 40,86 | 9,63 | 49,45 | 0,08 | 100,07 |
| G31325 | 41,14 | 9,83 | 49,53 | 0,08 | 100,58 |
| G31349 | 40,88 | 9,58 | 48,61 | 0,08 | 99,15 |
| G31316 | 41,04 | 9,57 | 49,66 | 0,08 | 100,35 |
| G31348 | 41,14 | 9,83 | 49,53 | 0,08 | 100,58 |
| G31326 | 41,43 | 9,71 | 49,49 | 0,12 | 100,75 |
| G31314 | 40,67 | 9,31 | 49,14 | 0,08 | 99,20 |
| G31317 | 40,48 | 9,53 | 48,91 | 0,08 | 99,00 |
| G31320 | 40,80 | 9,42 | 49,39 | 0,08 | 99,69 |
| G31331 | 41,38 | 9,68 | 49,80 | 0,04 | 100,95 |
| G31340 | 40,56 | 9,26 | 49,13 | 0,08 | 99,08 |
| G31330 | 41,40 | 9,71 | 49,61 | 0,08 | 100,80 |
| G31341 | 40,62 | 9,62 | 49,07 | 0,08 | 99,39 |
| G31343 | 41,10 | 10,13 | 49,00 | 0,08 | 100,31 |
| G31339 | 41,17 | 9,44 | 49,81 | 0,08 | 100,50 |
| G31360 | 41,21 | 9,31 | 49,44 | 0,08 | 100,04 |
| G31361 | 40,74 | 9,53 | 49,84 | 0,08 | 100,19 |
| G31362 | 40,66 | 9,51 | 49,47 | 0,08 | 99,72 |
| G31369 | 40,96 | 9,70 | 48,93 | 0,08 | 99,67 |
| G31364 | 41,04 | 9,51 | 49,57 | 0,11 | 100,23 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---------|-------|-------|-------|------|--------|
| G31365 | 40,67 | 9,21 | 49,60 | 0,08 | 99,56 |
| G31366 | 41,18 | 10,25 | 49,04 | 0,04 | 100,51 |
| G31367 | 40,83 | 9,39 | 49,66 | 0,08 | 99,96 |
| G31368 | 41,20 | 9,61 | 49,32 | 0,04 | 100,17 |
| G31370 | 40,39 | 9,53 | 48,99 | 0,08 | 98,99 |
| G31371 | 40,39 | 9,53 | 48,99 | 0,08 | 98,99 |
| G31372 | 41,12 | 10,10 | 49,74 | 0,04 | 101,00 |
| G31373 | 40,72 | 9,65 | 48,74 | 0,08 | 99,19 |
| G31374 | 40,49 | 9,87 | 48,69 | 0,04 | 99,09 |
| G31375 | 40,58 | 9,59 | 48,81 | 0,08 | 99,06 |
| G31376 | 41,34 | 10,34 | 49,18 | 0,08 | 100,94 |
| G31377 | 40,72 | 8,98 | 49,19 | 0,11 | 99,00 |
| G31378 | 40,59 | 9,18 | 49,38 | 0,08 | 99,23 |
| G31379 | 40,96 | 9,62 | 49,15 | 0,11 | 99,84 |
| G31380 | 40,33 | 10,09 | 48,49 | 0,11 | 99,02 |
| G31381 | 41,06 | 9,87 | 49,51 | 0,04 | 100,48 |
| G31382 | 41,10 | 10,04 | 49,71 | 0,08 | 100,93 |
| G31354 | 40,33 | 10,09 | 48,49 | 0,11 | 99,02 |
| G31354 | 40,33 | 10,09 | 48,49 | 0,11 | 99,02 |
| G31310 | 41,28 | 9,89 | 49,43 | 0,12 | 100,72 |
| G31342 | 41,07 | 9,71 | 49,50 | 0,11 | 100,39 |
| G313101 | 40,52 | 9,54 | 48,84 | 0,11 | 99,01 |
| G31310Q | 40,68 | 9,18 | 49,30 | 0,08 | 99,24 |
| G31316* | 40,80 | 9,65 | 48,66 | 0,08 | 99,19 |
| G31369* | 41,11 | 9,71 | 50,00 | 0,12 | 100,94 |
| L314/54 | 41,00 | 9,74 | 49,86 | 0,08 | 100,68 |
| L314/3 | 40,35 | 9,44 | 49,13 | 0,08 | 99,00 |
| L314/14 | 41,22 | 9,58 | 50,08 | 0,08 | 100,96 |
| L314/11 | 41,21 | 9,61 | 49,88 | 0,04 | 100,74 |
| L314/8 | 40,64 | 9,34 | 49,33 | 0,08 | 99,39 |
| L314/22 | 40,47 | 9,97 | 48,66 | 0,04 | 99,14 |
| L314/16 | 40,52 | 8,57 | 49,51 | 0,04 | 98,64 |
| L314141 | 41,25 | 9,28 | 50,01 | 0,04 | 100,80 |
| Q314/21 | 40,55 | 9,68 | 49,78 | 0,08 | 100,09 |
| Q314/9 | 41,15 | 10,53 | 49,29 | 0,04 | 101,01 |
| Q314/17 | 40,51 | 9,59 | 48,95 | 0,04 | 99,09 |
| W315172 | 40,88 | 10,92 | 48,86 | 0,00 | 100,81 |

Таблица 4. Составы шпинелей из ксенолитов олигоценых лав Витимского плоскогорья

| Индекс | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MgO | Сумма |
|---------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|--------|
| G31338 | 47,95 | 20,49 | 13,20 | 17,54 | 99,18 |
| G31345 | 45,61 | 22,73 | 14,09 | 17,50 | 99,93 |
| G31327 | 49,61 | 19,31 | 12,85 | 18,73 | 100,50 |
| G31324 | 52,70 | 15,49 | 12,64 | 17,98 | 98,81 |
| G31316 | 47,14 | 21,29 | 13,56 | 17,10 | 99,09 |
| G31339 | 46,50 | 22,33 | 13,39 | 17,45 | 99,67 |
| L314/54 | 58,66 | 9,69 | 11,27 | 19,17 | 98,79 |
| L314/3 | 45,85 | 20,61 | 14,74 | 17,73 | 98,93 |
| L314/11 | 47,38 | 20,49 | 13,65 | 17,72 | 99,24 |
| L314/8 | 54,20 | 13,83 | 11,59 | 19,41 | 99,03 |
| L314/22 | 60,55 | 8,89 | 12,46 | 18,86 | 100,76 |
| L314/16 | 39,05 | 23,91 | 13,71 | 21,32 | 98,22 |
| Q314/9 | 42,20 | 24,14 | 17,18 | 17,00 | 100,52 |
| Q314/17 | 40,33 | 25,80 | 17,20 | 16,86 | 100,19 |
| W315172 | 59,63 | 4,90 | 12,63 | 23,16 | 100,41 |
| 3315172 | 61,56 | 2,30 | 11,71 | 24,45 | 100,07 |
| G31365 | 51,95 | 16,89 | 12,41 | 18,95 | 100,20 |

Т а б л и ц а 5. Составы гранатов из ксенолитов пикробазальтовых лав Витимского плоскогорья (условно олигоцен)

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Сумма |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| G31350 | 41,88 | 0,15 | 22,77 | 1,25 | 7,97 | 0,27 | 20,67 | 4,92 | 99,88 |
| G31332 | 41,50 | 0,17 | 22,59 | 1,27 | 7,85 | 0,26 | 20,72 | 4,89 | 99,25 |
| G31329 | 42,01 | 0,17 | 22,91 | 1,09 | 8,06 | 0,27 | 20,50 | 4,76 | 99,77 |
| G31319 | 41,82 | 0,23 | 23,10 | 1,25 | 7,92 | 0,27 | 20,60 | 4,97 | 100,46 |
| G31321 | 42,32 | 0,13 | 22,91 | 1,40 | 7,70 | 0,28 | 20,81 | 5,10 | 100,65 |
| G31346 | 42,03 | 0,21 | 23,05 | 1,23 | 7,77 | 0,25 | 20,45 | 4,83 | 99,82 |
| G31322 | 41,72 | 0,15 | 23,22 | 1,08 | 7,92 | 0,26 | 20,22 | 4,97 | 99,54 |
| G31323 | 41,73 | 0,19 | 21,99 | 2,51 | 6,31 | 0,25 | 20,71 | 5,46 | 99,15 |
| G31338 | 41,97 | 0,19 | 23,26 | 1,43 | 7,19 | 0,27 | 20,78 | 5,07 | 100,16 |
| G31345 | 41,46 | 0,17 | 22,68 | 1,43 | 7,66 | 0,26 | 20,54 | 4,85 | 99,05 |
| G31357 | 41,81 | 0,15 | 22,87 | 1,43 | 7,51 | 0,25 | 20,29 | 4,94 | 99,25 |
| G31333 | 41,51 | 0,15 | 23,18 | 1,04 | 7,81 | 0,28 | 20,12 | 4,81 | 98,90 |
| G31344 | 42,16 | 0,21 | 23,24 | 1,22 | 7,75 | 0,27 | 20,56 | 4,91 | 100,32 |
| G31328 | 41,90 | 0,06 | 23,65 | 1,05 | 7,93 | 0,27 | 20,53 | 5,07 | 100,46 |
| G31327 | 41,92 | 0,17 | 23,26 | 1,12 | 7,29 | 0,27 | 20,60 | 4,94 | 99,57 |
| G31324 | 41,38 | 0,17 | 22,82 | 1,64 | 7,43 | 0,26 | 20,29 | 5,04 | 99,03 |
| G31315 | 41,60 | 0,11 | 22,99 | 1,04 | 7,68 | 0,25 | 20,33 | 5,02 | 99,02 |
| G31312 | 42,48 | 0,15 | 23,51 | 1,21 | 7,43 | 0,25 | 21,08 | 5,06 | 101,17 |
| G31318 | 41,38 | 0,17 | 23,26 | 1,20 | 7,80 | 0,26 | 20,33 | 5,02 | 99,42 |
| G31325 | 41,50 | 0,20 | 22,91 | 1,18 | 7,58 | 0,26 | 20,41 | 4,90 | 98,94 |
| G31349 | 42,17 | 0,24 | 22,86 | 1,05 | 8,07 | 0,27 | 20,50 | 5,06 | 100,22 |
| G31316 | 42,02 | 0,15 | 23,26 | 1,00 | 7,63 | 0,25 | 21,07 | 4,83 | 100,21 |
| G31348 | 41,97 | 0,15 | 23,50 | 1,16 | 7,62 | 0,25 | 20,53 | 5,16 | 100,34 |
| G31326 | 41,55 | 0,17 | 23,36 | 1,26 | 7,72 | 0,25 | 20,07 | 5,19 | 99,57 |
| G31314 | 41,15 | 0,13 | 22,60 | 1,48 | 7,69 | 0,26 | 20,11 | 5,01 | 98,43 |
| G31317 | 41,80 | 0,19 | 23,48 | 1,25 | 7,94 | 0,27 | 20,47 | 4,88 | 100,28 |
| G31320 | 42,44 | 0,19 | 23,57 | 1,26 | 7,37 | 0,27 | 20,92 | 5,05 | 101,07 |
| G31331 | 41,70 | 0,15 | 22,75 | 1,06 | 7,89 | 0,26 | 20,27 | 4,98 | 99,06 |
| G31340 | 41,32 | 0,15 | 22,92 | 1,32 | 7,36 | 0,26 | 20,55 | 4,88 | 98,76 |
| G31330 | 41,26 | 0,19 | 23,04 | 1,06 | 7,84 | 0,25 | 20,32 | 4,87 | 98,83 |
| G31341 | 41,67 | 0,20 | 23,04 | 0,99 | 7,40 | 0,26 | 20,47 | 4,86 | 98,89 |
| G31343 | 42,18 | 0,19 | 23,49 | 1,23 | 7,85 | 0,25 | 21,02 | 4,88 | 101,09 |
| G31339 | 41,90 | 0,15 | 23,25 | 1,12 | 7,55 | 0,25 | 20,80 | 4,98 | 100,00 |
| G31360 | 41,85 | 0,21 | 23,25 | 1,34 | 7,75 | 0,27 | 20,76 | 5,02 | 100,45 |
| G31361 | 42,57 | 0,21 | 23,47 | 1,17 | 7,64 | 0,25 | 21,03 | 4,79 | 101,13 |
| G31369 | 42,06 | 0,21 | 23,53 | 0,96 | 7,89 | 0,28 | 19,98 | 4,82 | 99,73 |
| G31364 | 41,83 | 0,19 | 23,33 | 1,35 | 7,42 | 0,27 | 20,55 | 4,82 | 99,76 |
| G31365 | 42,33 | 0,17 | 23,54 | 1,02 | 7,48 | 0,27 | 20,83 | 4,85 | 100,49 |
| G31366 | 41,71 | 0,17 | 23,42 | 1,10 | 7,13 | 0,27 | 20,81 | 4,84 | 99,45 |
| G31367 | 42,48 | 0,08 | 23,33 | 1,46 | 7,61 | 0,27 | 20,71 | 4,81 | 100,75 |
| G31368 | 41,85 | 0,13 | 23,60 | 1,06 | 7,38 | 0,26 | 20,22 | 4,72 | 99,22 |
| G31371 | 41,08 | 0,17 | 23,11 | 1,16 | 7,96 | 0,25 | 19,91 | 4,83 | 98,47 |
| G31372 | 41,62 | 0,18 | 23,01 | 1,28 | 7,78 | 0,26 | 19,82 | 4,75 | 98,70 |
| G31373 | 41,66 | 0,17 | 23,13 | 1,40 | 7,75 | 0,26 | 19,93 | 4,94 | 99,24 |
| G31374 | 42,45 | 0,17 | 23,51 | 1,06 | 8,08 | 0,27 | 20,80 | 4,85 | 101,19 |
| G31375 | 42,49 | 0,08 | 23,62 | 1,20 | 7,87 | 0,25 | 20,23 | 4,91 | 100,65 |
| G31376 | 41,71 | 0,11 | 23,45 | 0,99 | 7,89 | 0,26 | 19,83 | 4,73 | 98,97 |
| G31377 | 42,27 | 0,15 | 23,48 | 1,21 | 7,35 | 0,28 | 20,43 | 4,81 | 99,98 |
| G31378 | 41,99 | 0,13 | 23,04 | 0,91 | 7,48 | 0,25 | 20,51 | 4,91 | 99,25 |
| G31379 | 41,72 | 0,15 | 22,93 | 0,97 | 7,99 | 0,26 | 20,38 | 4,70 | 99,10 |
| G31380 | 42,33 | 0,19 | 23,53 | 1,28 | 7,76 | 0,28 | 20,63 | 4,77 | 100,77 |
| G31381 | 42,08 | 0,11 | 23,47 | 1,35 | 7,57 | 0,25 | 20,97 | 4,94 | 100,74 |
| G31382 | 41,92 | 0,17 | 23,46 | 1,09 | 7,96 | 0,25 | 20,57 | 4,79 | 100,21 |
| G31354 | 42,25 | 0,19 | 23,49 | 1,27 | 7,76 | 0,25 | 20,59 | 4,76 | 100,55 |
| G31310 | 41,89 | 0,21 | 23,48 | 1,05 | 7,83 | 0,27 | 20,13 | 4,93 | 99,79 |
| G31342 | 42,30 | 0,17 | 23,62 | 1,07 | 7,40 | 0,27 | 20,62 | 4,77 | 100,22 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|--------|
| G313101 | 42,23 | 0,09 | 23,19 | 0,82 | 7,54 | 0,27 | 20,92 | 4,97 | 100,03 |
| G31310* | 41,65 | 0,17 | 22,60 | 0,95 | 7,30 | 0,25 | 20,97 | 4,66 | 98,55 |
| G31312* | 41,81 | 0,13 | 22,80 | 1,20 | 7,71 | 0,26 | 20,46 | 4,84 | 99,21 |
| G31316* | 41,94 | 0,21 | 23,16 | 1,19 | 7,66 | 0,25 | 20,63 | 4,96 | 100,00 |
| G31369* | 42,35 | 0,13 | 23,87 | 1,47 | 7,60 | 0,25 | 20,20 | 4,91 | 100,78 |
| 7315/43 | 40,60 | 0,47 | 22,38 | 0,10 | 13,39 | 0,29 | 17,03 | 4,62 | 98,88 |
| 7315/47 | 40,70 | 0,45 | 22,03 | 0,02 | 13,79 | 0,34 | 16,95 | 4,78 | 99,06 |
| 2315/30 | 42,68 | 0,19 | 23,37 | 0,36 | 7,50 | 0,24 | 21,13 | 4,98 | 100,41 |

Т а б л и ц а 6. Составы энстатитов из ксенолитов миоценовых лав Витимского плоскогорья

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | Сумма |
|---------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| L816 | 55,50 | 0,19 | 5,19 | 0,24 | 7,05 | 0,20 | 32,12 | 0,43 | 0,10 | 101,02 |
| LB15 | 54,60 | 0,14 | 5,00 | 0,27 | 7,47 | 0,14 | 31,17 | 0,35 | 0,06 | 99,20 |
| LB17 | 55,02 | 0,19 | 5,55 | 0,57 | 6,20 | 0,11 | 31,21 | 0,97 | 0,17 | 99,99 |
| L1.13b | 55,87 | 0,04 | 3,59 | 0,59 | 5,99 | 0,14 | 33,82 | 0,49 | 0,05 | 100,58 |
| L1.3 | 55,05 | 0,19 | 4,30 | 0,41 | 6,51 | 0,23 | 33,58 | 0,59 | 0,05 | 100,91 |
| L12.13 | 54,21 | 0,11 | 4,45 | 0,51 | 5,94 | 0,31 | 33,18 | 0,42 | 0,09 | 99,22 |
| L3.10 | 55,96 | 0,15 | 4,00 | 0,48 | 6,35 | 0,23 | 32,89 | 0,51 | 0,05 | 100,62 |
| L1.10 | 55,17 | 0,12 | 4,44 | 0,51 | 5,93 | 0,29 | 33,05 | 0,40 | 0,09 | 100,00 |
| W3.18 | 52,06 | 0,33 | 4,86 | 0,28 | 11,04 | 0,25 | 28,83 | 0,83 | 0,39 | 98,87 |
| L3.34 | 54,25 | 0,15 | 4,71 | 0,36 | 5,87 | 0,25 | 31,92 | 0,77 | 0,44 | 98,72 |
| L12.14 | 54,88 | 0,08 | 4,20 | 0,44 | 5,76 | 0,26 | 33,66 | 0,57 | 0,40 | 100,25 |
| L3.13 | 53,93 | 0,08 | 4,62 | 0,40 | 6,04 | 0,22 | 32,95 | 0,50 | 0,13 | 98,87 |
| L1.6 | 55,22 | 0,16 | 4,47 | 0,48 | 5,41 | 0,26 | 34,02 | 0,53 | 0,23 | 100,78 |
| L3.36A | 56,36 | 0,08 | 1,70 | 0,55 | 7,96 | 0,37 | 32,76 | 0,54 | 0,40 | 100,72 |
| L3.36b | 55,31 | 0,15 | 4,65 | 0,37 | 6,82 | 0,26 | 32,41 | 0,48 | 0,13 | 100,58 |
| L12.3 | 54,80 | 0,08 | 2,90 | 0,36 | 6,63 | 0,25 | 33,25 | 0,52 | 0,13 | 98,92 |
| L3.35 | 54,67 | 0,08 | 4,32 | 0,40 | 6,05 | 0,23 | 33,07 | 0,54 | 0,13 | 99,49 |
| L12.11 | 54,80 | 0,12 | 5,18 | 0,48 | 6,04 | 0,23 | 33,17 | 0,78 | 0,32 | 101,12 |
| L3.28 | 54,94 | 0,04 | 4,49 | 0,66 | 5,89 | 0,20 | 33,17 | 0,55 | 0,36 | 100,30 |
| L58520 | 54,89 | 0,08 | 4,01 | 0,40 | 5,96 | 0,20 | 33,58 | 0,38 | 0,13 | 99,63 |
| L58521 | 55,10 | 0,19 | 4,41 | 0,33 | 6,33 | 0,14 | 32,14 | 0,52 | 0,22 | 99,38 |
| L58522 | 54,98 | 0,15 | 4,19 | 0,33 | 6,30 | 0,17 | 32,19 | 0,37 | 0,27 | 98,95 |
| L58523 | 55,03 | 0,15 | 5,01 | 0,40 | 6,57 | 0,11 | 32,65 | 0,49 | 0,22 | 100,63 |
| L58020 | 55,51 | 0,15 | 4,55 | 0,33 | 6,34 | 0,11 | 32,76 | 0,44 | 0,22 | 100,41 |
| L58021 | 55,55 | 0,12 | 3,99 | 0,33 | 6,26 | 0,11 | 33,38 | 0,36 | 0,09 | 100,19 |
| L58022 | 56,41 | 0,16 | 3,76 | 0,37 | 5,77 | 0,12 | 33,88 | 0,36 | 0,09 | 100,92 |
| L58023 | 53,96 | 0,15 | 4,67 | 0,32 | 6,17 | 0,17 | 32,37 | 0,43 | 0,13 | 98,37 |
| L58024 | 54,89 | 0,15 | 4,30 | 0,33 | 6,28 | 0,17 | 33,61 | 0,38 | 0,00 | 100,11 |
| L5901.1 | 55,25 | 0,12 | 5,20 | 0,41 | 6,39 | 0,17 | 32,96 | 0,57 | 0,00 | 101,07 |
| L5901.2 | 55,40 | 0,08 | 4,15 | 0,26 | 6,05 | 0,23 | 33,16 | 0,40 | 0,13 | 99,86 |
| L5901.3 | 54,94 | 0,04 | 4,05 | 0,33 | 6,05 | 0,17 | 32,73 | 0,35 | 0,04 | 98,70 |
| L5901.4 | 55,47 | 0,15 | 4,41 | 0,33 | 6,27 | 0,20 | 32,93 | 0,49 | 0,40 | 100,65 |
| L5901.5 | 55,10 | 0,19 | 4,61 | 0,29 | 6,25 | 0,26 | 32,96 | 0,38 | 0,09 | 100,13 |
| L58920 | 55,14 | 0,00 | 3,67 | 0,29 | 5,95 | 0,20 | 33,60 | 0,33 | 0,27 | 99,45 |
| L58923 | 54,67 | 0,08 | 3,43 | 0,36 | 6,39 | 0,14 | 33,35 | 0,37 | 0,04 | 98,83 |
| L58924 | 55,63 | 0,08 | 4,12 | 0,37 | 6,20 | 0,20 | 32,32 | 0,61 | 0,36 | 99,89 |
| L59825 | 54,90 | 0,04 | 3,30 | 0,51 | 5,80 | 0,17 | 33,18 | 0,40 | 0,04 | 98,84 |
| L5851 | 55,36 | 0,12 | 4,21 | 0,48 | 6,20 | 0,11 | 32,84 | 0,40 | 0,04 | 99,76 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|---------|-------|------|------|------|------|------|-------|------|------|--------|
| L5853 | 55,09 | 0,12 | 3,82 | 0,37 | 6,71 | 0,17 | 33,23 | 0,38 | 0,04 | 99,93 |
| L391/5 | 55,49 | 0,15 | 3,82 | 0,33 | 6,64 | 0,14 | 33,43 | 0,49 | 0,10 | 100,59 |
| L391/3 | 55,33 | 0,15 | 4,11 | 0,29 | 6,73 | 0,14 | 33,03 | 0,43 | 0,18 | 100,39 |
| L390/20 | 56,18 | 0,00 | 3,72 | 0,51 | 6,01 | 0,10 | 32,96 | 0,46 | 0,00 | 99,94 |
| L359/31 | 55,48 | 0,08 | 3,48 | 0,47 | 6,01 | 0,14 | 32,70 | 0,43 | 0,09 | 98,88 |
| L391/24 | 55,39 | 0,04 | 3,44 | 0,51 | 6,45 | 0,14 | 32,37 | 0,80 | 0,16 | 99,30 |
| L391/23 | 56,35 | 0,08 | 3,24 | 0,33 | 7,31 | 0,17 | 32,02 | 0,51 | 0,16 | 100,17 |
| L391/21 | 54,61 | 0,15 | 5,78 | 0,22 | 6,87 | 0,14 | 31,33 | 0,51 | 0,19 | 99,80 |
| L391/20 | 55,88 | 0,16 | 4,52 | 0,44 | 6,51 | 0,14 | 32,69 | 0,57 | 0,15 | 101,06 |
| L391/19 | 55,25 | 0,15 | 4,54 | 0,44 | 6,75 | 0,14 | 31,47 | 0,59 | 0,18 | 99,51 |
| L391/18 | 55,03 | 0,15 | 3,70 | 0,36 | 6,80 | 0,14 | 32,53 | 0,48 | 0,15 | 99,34 |
| L391/17 | 56,40 | 0,08 | 3,63 | 0,37 | 6,59 | 0,10 | 33,21 | 0,49 | 0,18 | 101,17 |
| L391/15 | 55,64 | 0,15 | 4,19 | 0,40 | 6,43 | 0,14 | 32,60 | 0,62 | 0,18 | 100,35 |
| L391/14 | 55,00 | 0,00 | 3,93 | 0,40 | 6,67 | 0,14 | 33,51 | 0,46 | 0,00 | 100,11 |
| L391/13 | 55,10 | 0,12 | 3,74 | 0,26 | 6,62 | 0,14 | 33,14 | 0,48 | 0,21 | 99,81 |
| L391/11 | 54,82 | 0,15 | 3,70 | 0,29 | 6,51 | 0,14 | 32,88 | 0,43 | 0,13 | 99,05 |
| L391/10 | 55,36 | 0,11 | 3,52 | 0,29 | 6,20 | 0,14 | 33,22 | 0,43 | 0,09 | 99,36 |
| L381/12 | 53,94 | 0,15 | 4,19 | 0,25 | 7,03 | 0,17 | 32,84 | 0,37 | 0,13 | 99,07 |
| L381/10 | 55,52 | 0,12 | 4,08 | 0,51 | 5,93 | 0,14 | 32,96 | 0,38 | 0,19 | 99,83 |
| L381/9 | 55,85 | 0,15 | 4,47 | 0,26 | 6,96 | 0,14 | 32,24 | 0,41 | 0,09 | 100,57 |
| L381/7 | 54,87 | 0,19 | 4,28 | 0,26 | 7,00 | 0,14 | 32,54 | 0,40 | 0,16 | 99,84 |
| L381/4 | 54,79 | 0,11 | 3,94 | 0,29 | 6,59 | 0,14 | 32,81 | 0,40 | 0,12 | 99,10 |

а б л и ц а 7. Составы клинопироксенов из ксенолитов миоценовых лав Витимского плоскогорья

| индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Сумма |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| 516 | 52,84 | 0,66 | 8,10 | 0,67 | 2,70 | 0,04 | 13,67 | 19,95 | 2,20 | 0,02 | 100,85 |
| 515 | 52,23 | 0,68 | 7,89 | 0,66 | 2,97 | 0,08 | 13,41 | 19,32 | 2,45 | 0,00 | 99,69 |
| 517 | 51,87 | 0,45 | 7,67 | 1,07 | 3,29 | 0,07 | 14,91 | 16,93 | 2,35 | 0,00 | 98,61 |
| 513b | 53,66 | 0,36 | 5,26 | 1,41 | 2,23 | 0,09 | 15,40 | 20,95 | 1,66 | 0,04 | 101,06 |
| 513 | 51,32 | 0,54 | 5,63 | 1,07 | 2,39 | 0,11 | 15,19 | 20,71 | 1,63 | 0,02 | 98,61 |
| 5213 | 51,62 | 0,94 | 7,28 | 0,63 | 2,35 | 0,09 | 14,52 | 20,70 | 2,10 | 0,02 | 100,25 |
| 510 | 52,14 | 0,70 | 6,06 | 0,67 | 2,85 | 0,09 | 16,29 | 20,11 | 1,66 | 0,02 | 100,59 |
| 510 | 52,93 | 0,63 | 5,71 | 1,23 | 2,36 | 0,09 | 14,64 | 20,94 | 1,87 | 0,04 | 100,44 |
| 518 | 49,63 | 1,93 | 4,47 | 0,44 | 6,79 | 0,11 | 13,78 | 21,58 | 0,44 | 0,06 | 99,23 |
| 534 | 52,77 | 0,43 | 6,50 | 0,88 | 2,98 | 0,09 | 15,41 | 18,65 | 2,15 | 0,07 | 99,93 |
| 5214 | 51,92 | 0,50 | 5,77 | 1,08 | 2,42 | 0,09 | 15,31 | 20,53 | 1,63 | 0,02 | 99,27 |
| 513 | 51,37 | 0,50 | 5,42 | 0,93 | 2,29 | 0,06 | 15,94 | 21,51 | 0,73 | 0,02 | 98,77 |
| 516 | 52,94 | 0,43 | 5,85 | 0,98 | 2,37 | 0,07 | 14,90 | 20,35 | 1,51 | 0,04 | 99,44 |
| 536A | 53,26 | 0,35 | 2,33 | 2,28 | 3,53 | 0,09 | 16,65 | 19,50 | 1,12 | 0,15 | 99,26 |
| 536b | 51,82 | 0,70 | 6,02 | 0,66 | 2,84 | 0,09 | 15,32 | 20,83 | 1,62 | 0,06 | 99,96 |
| 523 | 53,17 | 0,16 | 3,36 | 1,08 | 2,55 | 0,07 | 17,11 | 22,34 | 0,58 | 0,07 | 100,49 |
| 535 | 53,10 | 0,39 | 5,64 | 0,98 | 2,53 | 0,07 | 15,03 | 20,52 | 1,57 | 0,07 | 99,90 |
| 5211 | 53,63 | 0,40 | 6,20 | 0,85 | 2,96 | 0,09 | 16,15 | 19,27 | 1,66 | 0,04 | 101,25 |
| 528 | 52,68 | 0,43 | 5,16 | 1,08 | 2,25 | 0,11 | 15,60 | 20,77 | 1,50 | 0,00 | 99,58 |
| 58520 | 51,53 | 0,54 | 6,18 | 0,97 | 2,26 | 0,09 | 14,80 | 20,79 | 1,43 | 0,02 | 98,61 |
| 58521 | 52,21 | 0,71 | 6,80 | 0,81 | 2,56 | 0,11 | 14,55 | 20,82 | 1,80 | 0,07 | 100,44 |
| 58522 | 52,49 | 0,75 | 6,88 | 0,78 | 2,49 | 0,13 | 14,69 | 20,97 | 1,80 | 0,07 | 101,05 |
| 58523 | 53,27 | 0,71 | 6,85 | 0,78 | 2,52 | 0,09 | 14,50 | 20,21 | 1,87 | 0,00 | 100,80 |

Окончание табл. 7

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---------|-------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|-------|
| L58020 | 52,62 | 0,75 | 7,15 | 0,88 | 2,61 | 0,09 | 14,60 | 20,41 | 1,80 | 0,00 | 100,9 |
| L58021 | 51,56 | 0,66 | 6,63 | 0,87 | 2,50 | 0,11 | 14,47 | 20,38 | 1,78 | 0,02 | 98,98 |
| L58022 | 52,75 | 0,59 | 6,59 | 1,20 | 2,40 | 0,11 | 14,64 | 20,13 | 2,29 | 0,00 | 100,7 |
| L58023 | 51,73 | 0,81 | 6,29 | 0,80 | 2,42 | 0,09 | 14,83 | 20,47 | 1,74 | 0,02 | 99,20 |
| L58024 | 52,36 | 0,75 | 6,87 | 0,92 | 2,43 | 0,13 | 14,54 | 20,78 | 2,07 | 0,07 | 100,9 |
| L5901.1 | 52,61 | 0,59 | 6,69 | 0,85 | 2,28 | 0,13 | 14,79 | 20,91 | 1,82 | 0,04 | 100,7 |
| L5901.2 | 52,82 | 0,71 | 6,36 | 0,95 | 2,13 | 0,11 | 14,70 | 21,02 | 1,78 | 0,02 | 100,6 |
| L5901.3 | 52,69 | 0,67 | 6,54 | 0,85 | 2,13 | 0,09 | 14,96 | 21,18 | 1,75 | 0,00 | 100,8 |
| L5901.4 | 52,07 | 0,62 | 6,65 | 0,94 | 2,45 | 0,09 | 14,71 | 19,32 | 2,31 | 0,06 | 99,22 |
| L5901.5 | 52,29 | 0,67 | 6,24 | 0,88 | 2,39 | 0,07 | 15,20 | 21,10 | 1,90 | 0,02 | 100,7 |
| L58920 | 52,49 | 0,63 | 6,12 | 0,98 | 2,33 | 0,09 | 15,01 | 20,90 | 2,14 | 0,02 | 100,7 |
| L58921 | 52,94 | 0,75 | 6,92 | 0,88 | 2,46 | 0,07 | 14,48 | 20,43 | 2,02 | 0,02 | 100,9 |
| L58923 | 51,59 | 0,70 | 6,19 | 0,83 | 2,48 | 0,06 | 14,87 | 20,90 | 2,21 | 0,09 | 99,92 |
| L58924 | 52,66 | 0,59 | 6,02 | 0,91 | 2,80 | 0,07 | 15,43 | 19,79 | 2,01 | 0,02 | 100,3 |
| L58925 | 53,97 | 0,57 | 5,53 | 1,03 | 2,24 | 0,06 | 14,72 | 20,74 | 1,71 | 0,04 | 100,6 |
| L5851 | 52,74 | 0,51 | 5,84 | 0,91 | 2,27 | 0,07 | 15,11 | 20,95 | 1,94 | 0,09 | 100,4 |
| L5853 | 52,19 | 0,66 | 6,87 | 0,80 | 2,48 | 0,09 | 14,08 | 19,79 | 2,15 | 0,06 | 99,17 |
| L391/5 | 52,66 | 0,67 | 6,31 | 0,92 | 2,40 | 0,07 | 14,84 | 21,01 | 1,97 | 0,00 | 100,8 |
| L391/3 | 52,21 | 0,70 | 6,97 | 0,77 | 2,54 | 0,10 | 14,06 | 20,08 | 2,20 | 0,00 | 99,63 |
| L390/20 | 52,15 | 0,40 | 5,98 | 1,28 | 2,30 | 0,10 | 14,32 | 20,84 | 1,99 | 0,00 | 99,36 |
| L359/31 | 52,15 | 0,33 | 6,12 | 1,21 | 2,36 | 0,10 | 14,47 | 20,61 | 1,85 | 0,00 | 99,20 |
| L391/24 | 52,70 | 0,48 | 7,70 | 1,06 | 2,40 | 0,10 | 13,61 | 19,34 | 3,00 | 0,13 | 100,5 |
| L391/23 | 52,19 | 0,55 | 6,84 | 0,98 | 2,74 | 0,10 | 13,82 | 19,96 | 2,70 | 0,13 | 100,0 |
| L391/22 | 52,75 | 0,55 | 5,94 | 1,05 | 2,28 | 0,07 | 14,75 | 20,30 | 2,23 | 0,13 | 100,0 |
| L391/21 | 50,71 | 0,83 | 8,47 | 0,31 | 2,58 | 0,06 | 13,26 | 19,90 | 2,22 | 0,13 | 98,47 |
| L391/20 | 52,48 | 0,59 | 6,96 | 0,84 | 2,56 | 0,10 | 14,34 | 20,47 | 2,25 | 0,11 | 100,7 |
| L391/19 | 51,67 | 0,69 | 6,87 | 0,73 | 2,58 | 0,06 | 14,05 | 20,00 | 2,22 | 0,11 | 98,98 |
| L391/18 | 52,30 | 0,70 | 6,98 | 0,95 | 3,16 | 0,10 | 13,79 | 20,48 | 2,42 | 0,09 | 100,9 |
| L391/17 | 51,55 | 0,62 | 6,54 | 0,86 | 2,52 | 0,10 | 14,43 | 19,79 | 2,48 | 0,09 | 98,98 |
| L391/16 | 52,54 | 0,74 | 7,10 | 0,74 | 2,44 | 0,10 | 14,27 | 20,45 | 2,65 | 0,00 | 101,0 |
| L391/15 | 51,65 | 0,62 | 7,05 | 0,83 | 2,52 | 0,06 | 14,05 | 19,98 | 2,29 | 0,06 | 99,11 |
| L391/14 | 51,75 | 0,70 | 6,89 | 0,77 | 2,48 | 0,07 | 14,42 | 20,81 | 2,22 | 0,06 | 100,1 |
| L391/13 | 51,92 | 0,77 | 6,96 | 0,87 | 2,58 | 0,13 | 14,02 | 20,58 | 2,27 | 0,09 | 100,1 |
| L391/11 | 52,08 | 0,70 | 6,91 | 0,77 | 2,72 | 0,07 | 14,49 | 20,28 | 2,33 | 0,09 | 100,4 |
| L391/10 | 51,27 | 0,51 | 6,16 | 0,79 | 2,48 | 0,06 | 14,83 | 21,13 | 1,76 | 0,09 | 99,08 |
| L391/9 | 51,76 | 0,73 | 6,76 | 0,66 | 2,49 | 0,10 | 14,06 | 20,24 | 2,16 | 0,09 | 99,08 |
| L381/12 | 51,69 | 0,47 | 5,49 | 0,93 | 2,89 | 0,10 | 15,33 | 19,44 | 2,03 | 0,11 | 98,48 |
| L381/10 | 52,13 | 0,29 | 3,53 | 1,14 | 2,41 | 0,10 | 16,25 | 22,01 | 1,02 | 0,09 | 98,97 |
| L381/9 | 51,72 | 0,77 | 7,42 | 0,59 | 2,76 | 0,10 | 14,08 | 19,68 | 2,17 | 0,00 | 99,29 |
| L381/8 | 52,42 | 0,47 | 5,66 | 0,97 | 2,89 | 0,06 | 15,71 | 18,88 | 1,88 | 0,00 | 98,94 |
| L381/7 | 51,76 | 0,80 | 7,14 | 0,56 | 2,76 | 0,10 | 14,02 | 20,11 | 2,18 | 0,00 | 99,41 |
| L381/5 | 52,66 | 0,63 | 6,88 | 0,84 | 2,49 | 0,07 | 13,98 | 20,74 | 2,01 | 0,07 | 100,3 |
| L381/4 | 51,16 | 0,62 | 7,14 | 0,86 | 2,61 | 0,06 | 14,12 | 10,33 | 2,06 | 0,00 | 98,98 |
| L381/2 | 52,53 | 0,78 | 6,97 | 0,70 | 2,50 | 0,07 | 14,19 | 20,81 | 2,08 | 0,00 | 100,4 |

Т а б л и ц а 8. Составы оливинов из ксенолитов миоценовых лав Витимского плоскогорья

| индекс | SiO ₂ | FeO | MnO | MgO | CaO | Сумма |
|---------|------------------|-------|------|-------|------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| L1.13b | 40,39 | 9,10 | 0,19 | 49,24 | 0,08 | 99,00 |
| L1.3 | 40,85 | 9,90 | 0,19 | 49,82 | 0,04 | 100,80 |
| L12.13 | 39,53 | 11,46 | 0,28 | 47,89 | 0,04 | 99,20 |
| L3.10 | 41,07 | 10,03 | 0,10 | 49,31 | 0,04 | 100,55 |
| L1.10 | 40,80 | 9,64 | 0,19 | 50,26 | 0,04 | 100,93 |
| W3.18 | 38,89 | 19,02 | 0,28 | 41,69 | 0,11 | 99,99 |
| L3.34 | 40,55 | 11,05 | 0,19 | 48,56 | 0,08 | 100,43 |
| L12.14 | 40,36 | 9,94 | 0,29 | 50,18 | 0,08 | 100,85 |
| L3.13 | 40,73 | 10,64 | 0,19 | 49,21 | 0,08 | 100,85 |
| L1.6 | 41,11 | 10,06 | 0,29 | 49,51 | 0,04 | 101,01 |
| L3.36A | 39,76 | 13,61 | 0,28 | 45,59 | 0,07 | 99,31 |
| L3.36b | 41,01 | 11,09 | 0,10 | 48,40 | 0,04 | 100,64 |
| L12.3 | 40,82 | 11,15 | 0,19 | 48,73 | 0,04 | 100,93 |
| L3.35 | 40,32 | 9,92 | 0,10 | 49,10 | 0,04 | 99,48 |
| L12.11 | 40,40 | 9,89 | 0,19 | 48,63 | 0,08 | 99,19 |
| L3.28 | 40,70 | 9,50 | 0,10 | 48,90 | 0,04 | 99,24 |
| L58520 | 40,30 | 9,90 | 0,19 | 48,77 | 0,04 | 99,29 |
| L58521 | 40,95 | 10,60 | 0,29 | 49,01 | 0,15 | 101,00 |
| L58522 | 40,22 | 10,71 | 0,66 | 47,74 | 0,04 | 99,37 |
| L58523 | 40,48 | 10,99 | 0,29 | 47,53 | 0,30 | 99,59 |
| L58020 | 40,85 | 10,89 | 0,19 | 48,99 | 0,04 | 100,95 |
| L58021 | 41,14 | 10,53 | 0,10 | 49,16 | 0,04 | 100,97 |
| L58022 | 41,16 | 9,86 | 0,19 | 48,93 | 0,04 | 100,18 |
| L58023 | 40,51 | 10,69 | 0,29 | 48,53 | 0,04 | 100,06 |
| L58024 | 40,99 | 10,70 | 0,19 | 48,95 | 0,04 | 100,87 |
| L5901.1 | 40,83 | 10,91 | 0,10 | 48,91 | 0,04 | 100,79 |
| L5901.2 | 40,16 | 10,30 | 0,19 | 49,14 | 0,04 | 99,83 |
| L5901.3 | 40,78 | 10,15 | 0,19 | 47,87 | 0,04 | 99,03 |
| L5901.4 | 40,83 | 10,88 | 0,19 | 48,90 | 0,04 | 100,94 |
| L5901.5 | 40,82 | 10,73 | 0,19 | 49,09 | 0,04 | 100,87 |
| L58920 | 40,71 | 10,39 | 0,19 | 49,35 | 0,04 | 100,68 |
| L58921 | 40,18 | 10,85 | 0,19 | 48,02 | 0,04 | 99,28 |
| L58923 | 41,36 | 10,49 | 0,19 | 48,93 | 0,04 | 101,01 |
| L58924 | 40,12 | 9,88 | 0,29 | 49,94 | 0,04 | 100,27 |
| L58925 | 40,76 | 10,03 | 0,19 | 49,69 | 0,00 | 100,67 |
| L5851 | 40,80 | 10,40 | 0,19 | 49,28 | 0,04 | 100,71 |
| L5853 | 39,93 | 11,25 | 0,19 | 47,71 | 0,04 | 99,12 |
| L391/5 | 40,87 | 10,09 | 0,15 | 49,27 | 0,00 | 100,38 |
| L391/3 | 40,64 | 10,34 | 0,15 | 49,56 | 0,00 | 100,69 |
| L390/20 | 41,59 | 9,20 | 0,15 | 49,98 | 0,04 | 100,96 |
| L359/31 | 41,27 | 9,20 | 0,15 | 50,30 | 0,00 | 100,92 |
| L391/24 | 41,02 | 9,65 | 0,15 | 49,96 | 0,04 | 100,82 |
| L391/23 | 40,26 | 11,65 | 0,14 | 48,17 | 0,04 | 100,25 |
| L391/22 | 41,13 | 9,35 | 0,15 | 49,95 | 0,04 | 100,62 |
| L391/21 | 41,04 | 9,72 | 0,15 | 49,99 | 0,08 | 100,98 |
| L391/20 | 40,78 | 9,98 | 0,14 | 49,34 | 0,04 | 100,28 |
| L391/19 | 40,22 | 11,50 | 0,19 | 47,90 | 0,04 | 99,85 |
| L391/18 | 40,91 | 10,27 | 0,14 | 49,03 | 0,04 | 100,39 |
| L391/17 | 41,05 | 10,37 | 0,10 | 49,30 | 0,00 | 100,82 |
| L391/16 | 40,66 | 10,37 | 0,14 | 48,80 | 0,04 | 100,01 |
| L391/15 | 40,78 | 9,64 | 0,14 | 48,94 | 0,04 | 99,54 |
| L391/14 | 40,11 | 11,11 | 0,14 | 48,21 | 0,04 | 99,61 |
| L391/13 | 40,68 | 9,94 | 0,15 | 49,67 | 0,00 | 100,44 |
| L391/11 | 40,49 | 10,15 | 0,39 | 48,97 | 0,00 | 100,00 |
| L391/10 | 41,41 | 9,34 | 0,10 | 49,97 | 0,00 | 100,82 |
| L391/9 | 41,02 | 10,01 | 0,15 | 49,35 | 0,00 | 100,53 |
| L381/12 | 40,82 | 10,55 | 0,14 | 48,86 | 0,04 | 100,41 |
| L381/10 | 40,94 | 9,68 | 0,10 | 49,32 | 0,04 | 100,08 |
| L381/9 | 40,33 | 10,56 | 0,14 | 48,65 | 0,04 | 99,72 |

Окончание табл. 8

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------|-------|-------|------|-------|------|--------|
| L381/8 | 39,05 | 16,36 | 0,19 | 43,54 | 0,04 | 99,18 |
| L381/7 | 40,40 | 11,70 | 0,10 | 48,52 | 0,04 | 100,76 |
| L381/5 | 41,24 | 9,65 | 0,05 | 49,68 | 0,00 | 100,62 |
| L381/4 | 40,79 | 10,99 | 0,10 | 49,10 | 0,04 | 101,02 |
| L381/2 | 40,86 | 10,44 | 0,10 | 49,22 | 0,00 | 100,62 |

Таблица 9. Составы шпинелей из ксенотитов миоценовых лав Витимского плоскогорья

| Индекс | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MgO | Сумма |
|---------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| LB15 | 0,00 | 54,95 | 4,72 | 10,37 | 29,33 | 99,37 |
| LB17 | 0,00 | 56,41 | 12,49 | 12,35 | 18,43 | 99,68 |
| L1.13b | 0,14 | 47,08 | 19,43 | 12,05 | 20,16 | 98,86 |
| L1.3 | 0,15 | 53,82 | 13,24 | 11,86 | 21,91 | 100,98 |
| L12.13 | 0,15 | 51,45 | 14,67 | 12,86 | 20,98 | 100,11 |
| L3.10 | 0,16 | 57,30 | 8,94 | 11,70 | 22,83 | 100,93 |
| L1.10 | 0,23 | 52,14 | 14,27 | 12,62 | 20,99 | 100,25 |
| L3.34 | 0,23 | 52,14 | 14,27 | 12,62 | 20,99 | 100,25 |
| L12.14 | 0,23 | 52,44 | 14,21 | 12,07 | 21,30 | 100,25 |
| L3.13 | 0,15 | 56,04 | 9,92 | 11,84 | 22,18 | 100,13 |
| L1.6 | 0,08 | 55,60 | 11,32 | 11,73 | 22,07 | 100,80 |
| L3.36b | 0,15 | 58,04 | 7,80 | 12,80 | 21,15 | 99,94 |
| L12.11 | 0,30 | 53,40 | 11,76 | 12,87 | 21,10 | 99,43 |
| L58520 | 0,00 | 56,43 | 10,56 | 11,10 | 20,79 | 98,88 |
| L58521 | 0,00 | 57,89 | 8,52 | 11,30 | 20,95 | 98,66 |
| L58522 | 0,00 | 58,84 | 8,20 | 11,59 | 21,05 | 99,68 |
| L58523 | 0,00 | 58,79 | 8,43 | 12,20 | 21,50 | 100,92 |
| L58020 | 0,00 | 58,96 | 8,34 | 11,45 | 21,94 | 100,69 |
| L58021 | 0,31 | 57,15 | 9,68 | 11,77 | 21,18 | 100,09 |
| L58022 | 0,00 | 53,16 | 14,06 | 11,58 | 20,86 | 99,66 |
| L58023 | 0,00 | 57,44 | 8,61 | 11,66 | 21,67 | 99,38 |
| L58024 | 0,00 | 58,03 | 8,99 | 11,75 | 21,95 | 100,72 |
| L5901.1 | 0,00 | 58,59 | 9,20 | 11,77 | 21,72 | 101,28 |
| L5901.2 | 0,00 | 56,36 | 10,21 | 11,37 | 21,63 | 99,57 |
| L5901.3 | 0,00 | 57,25 | 9,83 | 11,47 | 21,73 | 100,28 |
| L5901.4 | 0,08 | 55,20 | 9,53 | 12,23 | 21,47 | 98,51 |
| L5901.5 | 0,08 | 57,17 | 8,86 | 11,53 | 21,62 | 99,26 |
| L58920 | 0,08 | 54,97 | 11,27 | 12,22 | 20,79 | 99,33 |
| L58921 | 0,00 | 56,47 | 9,58 | 12,47 | 21,40 | 99,92 |
| L58923 | 0,00 | 57,28 | 9,23 | 12,16 | 21,64 | 100,31 |
| L58924 | 0,15 | 54,83 | 11,76 | 12,35 | 21,56 | 100,65 |
| L58925 | 0,15 | 52,89 | 14,41 | 12,30 | 21,18 | 100,93 |
| L5851 | 0,15 | 54,65 | 11,51 | 11,25 | 21,04 | 98,60 |
| L5853 | 0,15 | 57,18 | 8,98 | 12,08 | 22,04 | 100,43 |
| L391/5 | 0,10 | 56,39 | 7,83 | 11,40 | 23,53 | 99,25 |
| L391/3 | 0,05 | 56,54 | 7,75 | 11,63 | 22,95 | 98,92 |
| L390/20 | 0,10 | 51,54 | 12,68 | 11,63 | 23,27 | 99,22 |
| L359/31 | 0,10 | 48,47 | 11,04 | 10,17 | 30,65 | 100,43 |
| L391/24 | 0,00 | 55,95 | 9,45 | 11,34 | 23,61 | 100,36 |
| L391/23 | 0,00 | 54,92 | 8,42 | 13,45 | 23,23 | 100,02 |
| L391/22 | 0,05 | 53,03 | 12,43 | 10,92 | 23,97 | 100,40 |
| L391/21 | 0,10 | 60,74 | 2,90 | 10,93 | 23,81 | 98,48 |
| L391/20 | 0,10 | 56,11 | 8,68 | 11,50 | 24,01 | 100,40 |
| L391/19 | 0,05 | 56,41 | 7,73 | 11,16 | 23,74 | 98,99 |
| L391/18 | 0,00 | 53,35 | 8,49 | 15,02 | 22,12 | 98,98 |
| L391/17 | 0,00 | 55,48 | 9,39 | 11,61 | 23,90 | 100,38 |
| L391/16 | 0,00 | 56,04 | 9,16 | 11,66 | 23,09 | 99,95 |

Окончание табл. 9

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---------|------|-------|-------|-------|-------|--------|
| L391/15 | 0,10 | 56,80 | 8,02 | 11,21 | 24,22 | 100,35 |
| L391/14 | 0,10 | 56,95 | 8,25 | 10,89 | 24,49 | 100,68 |
| L391/13 | 0,10 | 55,52 | 8,43 | 11,61 | 22,94 | 98,60 |
| L391/12 | 0,05 | 56,96 | 7,51 | 11,36 | 24,05 | 99,94 |
| L391/11 | 0,10 | 55,94 | 8,83 | 11,40 | 24,11 | 100,38 |
| L391/10 | 0,10 | 55,94 | 8,83 | 11,40 | 24,11 | 100,38 |
| L391/9 | 0,15 | 56,94 | 7,78 | 11,52 | 23,47 | 99,86 |
| L381/12 | 0,00 | 57,45 | 7,76 | 11,50 | 24,08 | 100,79 |
| L381/10 | 0,00 | 50,58 | 12,76 | 13,86 | 23,01 | 100,21 |
| L381/9 | 0,05 | 58,32 | 5,54 | 11,91 | 23,66 | 99,48 |
| L381/7 | 0,05 | 57,52 | 5,74 | 12,68 | 23,11 | 99,10 |
| L381/5 | 0,00 | 56,00 | 9,43 | 11,05 | 23,99 | 100,47 |
| L381/3 | 0,05 | 55,78 | 8,41 | 10,98 | 24,06 | 99,28 |
| L381/2 | 0,00 | 50,66 | 13,04 | 14,36 | 22,79 | 100,85 |

Таблица 10. Составы энстатитов из ксенолитов плиценовых лав Витимского плоскогорья

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | Сумма |
|---------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| L1744* | 54,91 | 0,15 | 4,22 | 0,36 | 6,26 | 0,10 | 32,72 | 0,70 | 0,04 | 99,46 |
| L1775* | 54,13 | 0,11 | 4,31 | 0,33 | 6,14 | 0,13 | 32,99 | 0,56 | 0,07 | 98,77 |
| LKN/2* | 53,38 | 0,19 | 5,40 | 0,40 | 6,35 | 0,13 | 31,68 | 0,85 | 0,10 | 98,48 |
| G302/12 | 55,35 | 0,19 | 5,40 | 0,41 | 6,50 | 0,14 | 32,07 | 1,04 | 0,12 | 101,22 |
| NKN19 | 52,82 | 0,23 | 5,48 | 0,49 | 9,11 | 0,10 | 29,55 | 0,94 | 0,24 | 98,98 |
| NKN35 | 55,63 | 0,14 | 4,62 | 0,30 | 6,76 | 0,11 | 32,37 | 0,54 | 0,07 | 100,54 |
| UKN150 | 54,07 | 0,39 | 5,81 | 0,47 | 6,62 | 0,07 | 32,11 | 0,81 | 0,07 | 100,42 |
| U17/105 | 54,65 | 0,12 | 4,70 | 0,55 | 6,31 | 0,14 | 32,86 | 0,95 | 0,22 | 100,50 |
| W17130 | 50,89 | 0,68 | 5,50 | 0,55 | 9,67 | 0,13 | 29,66 | 1,29 | 0,08 | 98,45 |
| G30230 | 54,58 | 0,23 | 4,84 | 0,43 | 6,48 | 0,20 | 30,91 | 1,06 | 0,19 | 98,92 |
| G30253 | 55,16 | 0,19 | 3,94 | 0,40 | 6,10 | 0,17 | 32,50 | 0,94 | 0,18 | 99,58 |
| G30256 | 54,75 | 0,19 | 4,53 | 0,48 | 6,29 | 0,14 | 32,47 | 0,97 | 0,16 | 99,98 |
| G30257 | 54,76 | 0,15 | 5,19 | 0,62 | 6,00 | 0,17 | 31,65 | 1,24 | 0,19 | 99,97 |
| G30271 | 53,48 | 0,45 | 5,09 | 0,50 | 7,04 | 0,20 | 30,66 | 1,27 | 0,28 | 98,97 |
| G17106 | 55,01 | 0,19 | 4,51 | 0,51 | 5,77 | 0,14 | 31,90 | 1,02 | 0,24 | 99,29 |
| G17108 | 55,08 | 0,12 | 4,74 | 0,48 | 6,30 | 0,14 | 32,22 | 0,89 | 0,07 | 100,06 |
| G17112 | 54,94 | 0,12 | 5,02 | 0,55 | 6,52 | 0,14 | 31,85 | 1,16 | 0,06 | 100,36 |
| G17117 | 53,41 | 0,23 | 5,71 | 0,66 | 6,97 | 0,14 | 32,47 | 1,33 | 0,13 | 101,05 |
| G17152 | 50,90 | 0,57 | 7,45 | 1,01 | 3,51 | 0,08 | 14,69 | 17,09 | 2,81 | 98,11 |
| LKN11 | 54,02 | 0,14 | 5,30 | 0,43 | 6,31 | 0,11 | 32,51 | 0,89 | 0,11 | 99,92 |
| LKN3 | 55,51 | 0,10 | 5,44 | 0,41 | 6,21 | 0,11 | 32,47 | 0,82 | 0,11 | 101,18 |
| L302160 | 56,44 | 0,00 | 3,72 | 0,92 | 6,29 | 0,10 | 31,61 | 0,95 | 0,31 | 100,41 |
| L302154 | 55,44 | 0,11 | 3,72 | 0,47 | 5,96 | 0,14 | 32,06 | 0,67 | 0,21 | 98,80 |
| L302163 | 54,24 | 0,34 | 5,03 | 0,76 | 6,54 | 0,10 | 30,61 | 1,28 | 0,38 | 99,28 |
| L302/7 | 55,35 | 0,12 | 4,59 | 0,55 | 6,61 | 0,17 | 32,30 | 0,81 | 0,24 | 100,74 |
| L302/13 | 55,19 | 0,15 | 3,64 | 0,29 | 6,60 | 0,17 | 32,84 | 0,46 | 0,06 | 99,40 |
| L171 | 55,61 | 0,11 | 3,04 | 0,33 | 6,50 | 0,15 | 33,99 | 0,31 | 0,09 | 100,13 |
| L30217 | 54,20 | 0,13 | 4,52 | 0,47 | 6,60 | 0,12 | 31,55 | 0,83 | 0,27 | 98,72 |
| L302171 | 54,64 | 0,17 | 4,68 | 0,46 | 6,85 | 0,11 | 32,12 | 0,83 | 0,29 | 100,16 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|--------|-------|------|------|------|-------|------|-------|------|------|-------|
| G3073 | 55,70 | 0,23 | 4,34 | 0,51 | 6,08 | 0,17 | 31,89 | 0,97 | 0,16 | 100,0 |
| G3075 | 55,56 | 0,19 | 4,68 | 0,48 | 6,21 | 0,14 | 31,89 | 1,11 | 0,24 | 100,5 |
| G3076 | 55,30 | 0,15 | 4,77 | 0,44 | 5,92 | 0,14 | 32,21 | 1,00 | 0,18 | 100,1 |
| G30711 | 55,52 | 0,19 | 4,67 | 0,48 | 6,21 | 0,14 | 31,85 | 1,11 | 0,24 | 100,4 |
| G30717 | 54,95 | 0,19 | 4,48 | 0,44 | 6,35 | 0,20 | 32,10 | 0,97 | 0,25 | 99,93 |
| G30718 | 55,51 | 0,12 | 4,82 | 0,44 | 6,14 | 0,17 | 32,30 | 0,93 | 0,23 | 100,6 |
| G30724 | 54,07 | 0,15 | 4,52 | 0,40 | 6,20 | 0,10 | 31,92 | 1,04 | 0,21 | 98,61 |
| G30726 | 54,18 | 0,15 | 5,05 | 0,40 | 6,40 | 0,20 | 32,09 | 0,94 | 0,27 | 99,68 |
| G30727 | 56,22 | 0,16 | 4,77 | 0,44 | 6,10 | 0,21 | 31,88 | 1,03 | 0,23 | 101,0 |
| G30728 | 55,03 | 0,15 | 4,36 | 0,40 | 6,18 | 0,17 | 32,53 | 1,00 | 0,21 | 100,0 |
| G30730 | 55,53 | 0,12 | 4,70 | 0,51 | 5,94 | 0,14 | 32,28 | 1,00 | 0,00 | 100,2 |
| G30731 | 56,04 | 0,12 | 4,40 | 0,44 | 6,03 | 0,17 | 32,30 | 0,95 | 0,14 | 100,5 |
| G30736 | 54,79 | 0,19 | 4,31 | 0,40 | 5,94 | 0,13 | 31,98 | 0,91 | 0,09 | 98,74 |
| G30742 | 54,76 | 0,15 | 4,85 | 0,48 | 6,25 | 0,17 | 32,15 | 0,92 | 0,27 | 100,0 |
| G30746 | 55,78 | 0,12 | 4,56 | 0,59 | 6,05 | 0,21 | 32,14 | 1,09 | 0,13 | 100,6 |
| G30747 | 54,84 | 0,19 | 4,32 | 0,44 | 6,23 | 0,14 | 32,16 | 1,02 | 0,12 | 99,46 |
| G30748 | 55,65 | 0,19 | 4,17 | 0,47 | 6,01 | 0,20 | 32,21 | 0,89 | 0,15 | 99,94 |
| G30749 | 55,31 | 0,19 | 4,40 | 0,48 | 6,20 | 0,17 | 32,23 | 0,95 | 0,19 | 100,1 |
| U281 | 53,64 | 0,13 | 4,47 | 0,40 | 6,35 | 0,10 | 32,97 | 0,83 | 0,04 | 98,93 |
| L28/62 | 54,98 | 0,12 | 4,52 | 0,48 | 6,02 | 0,14 | 32,81 | 0,78 | 0,18 | 100,0 |
| Y2889 | 54,56 | 0,19 | 5,20 | 0,34 | 6,51 | 0,14 | 33,18 | 0,74 | 0,04 | 100,9 |
| L2840 | 55,22 | 0,06 | 2,93 | 0,50 | 5,27 | 0,14 | 34,21 | 0,51 | 0,02 | 98,86 |
| L2842 | 55,80 | 0,06 | 3,49 | 0,37 | 5,86 | 0,14 | 33,41 | 0,48 | 0,05 | 99,66 |
| Y2868 | 53,41 | 0,13 | 5,21 | 0,57 | 6,02 | 0,14 | 33,02 | 1,11 | 0,05 | 99,66 |
| Y2878 | 54,97 | 0,13 | 4,97 | 0,44 | 6,13 | 0,14 | 32,73 | 0,87 | 0,07 | 100,4 |
| LG43 | 54,93 | 0,57 | 4,07 | 0,40 | 5,83 | 0,11 | 32,52 | 0,78 | 0,12 | 99,33 |
| LG45 | 54,07 | 0,14 | 5,21 | 0,33 | 6,20 | 0,10 | 31,94 | 0,83 | 0,15 | 98,97 |
| LR31 | 55,14 | 0,19 | 5,72 | 0,51 | 6,08 | 0,09 | 31,85 | 1,00 | 0,15 | 100,7 |
| LG41 | 55,05 | 0,05 | 4,70 | 0,44 | 5,68 | 0,12 | 33,32 | 0,77 | 0,11 | 100,2 |
| LG42 | 54,19 | 0,24 | 5,29 | 0,43 | 6,20 | 0,11 | 32,23 | 0,81 | 0,11 | 99,61 |
| L2851 | 55,12 | 0,08 | 4,71 | 0,55 | 6,16 | 0,17 | 32,39 | 0,72 | 0,45 | 100,3 |
| L2835 | 55,17 | 0,08 | 4,50 | 0,62 | 6,19 | 0,23 | 32,02 | 0,73 | 0,31 | 99,85 |
| L2713 | 55,60 | 0,12 | 5,00 | 0,48 | 5,97 | 0,26 | 32,00 | 0,74 | 0,36 | 100,5 |
| L288 | 55,28 | 0,16 | 5,23 | 0,52 | 6,37 | 0,23 | 32,27 | 0,70 | 0,41 | 101,1 |
| L28100 | 53,39 | 0,15 | 5,36 | 0,43 | 6,59 | 0,25 | 31,65 | 0,68 | 0,57 | 99,07 |
| L2838 | 55,20 | 0,16 | 5,01 | 0,33 | 6,39 | 0,26 | 32,75 | 0,66 | 0,32 | 101,0 |
| L2861 | 54,23 | 0,19 | 5,59 | 0,55 | 6,59 | 0,26 | 31,79 | 0,78 | 0,40 | 100,3 |
| L2886 | 53,92 | 0,23 | 5,26 | 0,51 | 5,40 | 0,25 | 31,71 | 1,06 | 0,49 | 98,83 |
| L2859 | 54,55 | 0,15 | 3,96 | 0,40 | 5,61 | 0,25 | 33,30 | 0,52 | 0,04 | 98,78 |
| L2862A | 55,12 | 0,23 | 4,85 | 0,18 | 7,29 | 0,28 | 31,90 | 0,42 | 0,09 | 100,3 |
| L2862b | 54,82 | 0,15 | 5,21 | 0,48 | 6,40 | 0,20 | 32,23 | 0,89 | 0,31 | 100,6 |
| L306/3 | 54,11 | 0,08 | 3,80 | 0,43 | 5,59 | 0,17 | 33,74 | 0,40 | 0,03 | 98,35 |
| 228/91 | 56,69 | 0,08 | 3,85 | 0,00 | 6,47 | 0,10 | 33,15 | 0,36 | 0,05 | 100,7 |
| S2881 | 52,18 | 0,37 | 4,60 | 0,10 | 13,85 | 0,26 | 27,91 | 0,44 | 0,01 | 99,74 |

Т а б л и ц а 11. Составы клинопироксенов из ксенолитов миоценовых лав Витимского плоскогорья

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | Сумма |
|---------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| L1744* | 52,71 | 0,67 | 6,15 | 0,78 | 2,20 | 0,07 | 14,58 | 22,00 | 1,69 | 100,85 |
| L1775* | 51,95 | 0,44 | 5,86 | 0,91 | 2,87 | 0,07 | 15,77 | 20,85 | 1,40 | 100,12 |
| LKN/2* | 52,39 | 0,59 | 7,36 | 0,84 | 3,43 | 0,10 | 15,08 | 18,07 | 2,36 | 100,22 |
| O302/12 | 53,04 | 0,82 | 6,65 | 0,99 | 3,54 | 0,10 | 15,71 | 18,49 | 0,89 | 100,23 |
| NKN19 | 52,45 | 0,58 | 8,19 | 1,00 | 5,04 | 0,08 | 13,71 | 15,61 | 2,82 | 99,48 |
| NKN35 | 51,86 | 0,51 | 7,45 | 0,79 | 2,24 | 0,05 | 13,76 | 19,91 | 2,07 | 98,64 |
| UKN150 | 51,40 | 0,58 | 7,56 | 1,11 | 3,55 | 0,07 | 14,56 | 16,90 | 3,10 | 98,85 |
| U17/105 | 51,28 | 0,51 | 7,07 | 1,00 | 3,14 | 0,16 | 15,17 | 18,52 | 1,87 | 98,72 |
| U17/152 | 51,76 | 0,59 | 7,57 | 1,01 | 3,57 | 0,10 | 14,94 | 17,37 | 2,66 | 99,57 |
| W17130 | 52,88 | 0,32 | 4,29 | 1,60 | 4,73 | 0,10 | 15,95 | 18,32 | 1,56 | 99,79 |
| G30253 | 51,61 | 0,70 | 6,23 | 0,90 | 3,09 | 0,13 | 15,53 | 19,59 | 1,97 | 99,75 |
| G30256 | 51,42 | 0,59 | 7,45 | 1,26 | 3,55 | 0,13 | 16,07 | 17,89 | 2,05 | 100,41 |
| G30257 | 51,23 | 0,59 | 7,42 | 1,26 | 3,54 | 0,23 | 16,01 | 17,82 | 2,04 | 100,14 |
| G30271 | 50,80 | 1,33 | 7,52 | 0,99 | 4,12 | 0,16 | 15,10 | 16,22 | 2,22 | 98,46 |
| G17106 | 51,86 | 0,43 | 6,20 | 1,00 | 3,16 | 0,13 | 14,94 | 18,82 | 1,87 | 98,41 |
| G17108 | 50,56 | 0,65 | 6,30 | 1,00 | 3,45 | 0,10 | 15,50 | 19,84 | 1,60 | 99,02 |
| G17112 | 51,18 | 0,62 | 6,46 | 1,11 | 3,32 | 0,10 | 15,95 | 19,25 | 1,77 | 99,78 |
| G1717 | 50,31 | 0,83 | 7,07 | 1,03 | 3,83 | 0,10 | 15,96 | 17,61 | 1,57 | 98,33 |
| LKN11 | 52,57 | 0,49 | 7,33 | 0,80 | 3,07 | 0,06 | 14,84 | 18,35 | 2,03 | 99,56 |
| LKN3 | 51,88 | 0,36 | 7,65 | 0,77 | 3,22 | 0,08 | 15,75 | 18,97 | 1,88 | 100,60 |
| L302160 | 52,99 | 0,37 | 5,57 | 1,54 | 3,05 | 0,10 | 15,59 | 18,66 | 2,13 | 100,00 |
| L302154 | 51,94 | 0,47 | 5,33 | 1,00 | 2,48 | 0,10 | 15,25 | 20,82 | 1,45 | 98,88 |
| L302163 | 52,65 | 0,78 | 6,45 | 1,31 | 3,88 | 0,10 | 16,18 | 17,53 | 2,05 | 101,00 |
| L302/7 | 52,39 | 0,63 | 7,80 | 1,24 | 3,54 | 0,16 | 14,85 | 17,42 | 2,80 | 100,83 |
| L302/13 | 52,37 | 0,74 | 7,13 | 0,85 | 2,66 | 0,20 | 14,22 | 20,48 | 2,14 | 100,79 |
| L30217 | 51,79 | 0,92 | 5,74 | 1,46 | 3,00 | 0,08 | 16,45 | 19,19 | 0,92 | 99,56 |
| G3073 | 51,93 | 0,59 | 6,69 | 1,23 | 3,21 | 0,16 | 15,32 | 19,12 | 1,96 | 100,21 |
| G3075 | 51,04 | 0,54 | 6,59 | 1,31 | 3,32 | 0,13 | 15,19 | 18,66 | 1,87 | 98,65 |
| G3076 | 52,08 | 0,51 | 6,28 | 1,05 | 3,13 | 0,13 | 15,61 | 19,21 | 1,76 | 99,76 |
| G30711 | 51,04 | 0,54 | 6,59 | 1,31 | 3,32 | 0,13 | 15,19 | 18,66 | 1,87 | 98,65 |
| G30717 | 52,20 | 0,74 | 7,29 | 1,16 | 3,57 | 0,16 | 15,43 | 17,93 | 2,30 | 100,78 |
| G30718 | 51,42 | 0,47 | 7,08 | 1,28 | 3,39 | 0,13 | 14,84 | 17,36 | 2,53 | 98,50 |
| G30724 | 51,93 | 0,78 | 6,69 | 1,02 | 3,39 | 0,20 | 15,60 | 18,69 | 2,39 | 100,69 |
| G30726 | 51,93 | 0,78 | 6,69 | 1,02 | 3,39 | 0,20 | 15,60 | 18,69 | 2,39 | 100,69 |
| G30727 | 52,20 | 0,52 | 6,53 | 1,19 | 3,35 | 0,16 | 15,70 | 19,06 | 1,83 | 100,54 |
| G30728 | 52,00 | 0,63 | 7,16 | 1,06 | 3,40 | 0,13 | 15,49 | 18,64 | 2,30 | 100,81 |
| G30730 | 51,89 | 0,51 | 6,46 | 1,04 | 3,35 | 0,10 | 15,23 | 18,69 | 2,05 | 99,32 |
| G30735 | 52,52 | 0,48 | 6,11 | 0,88 | 3,09 | 0,16 | 15,89 | 19,74 | 1,56 | 100,43 |
| G30736 | 52,31 | 0,59 | 6,52 | 0,95 | 3,42 | 0,16 | 15,46 | 19,15 | 1,93 | 100,49 |
| G30742 | 52,33 | 0,51 | 4,68 | 1,29 | 3,71 | 0,16 | 16,04 | 18,13 | 2,98 | 99,83 |
| G30746 | 52,21 | 0,48 | 6,19 | 1,16 | 3,28 | 0,07 | 16,06 | 19,15 | 1,77 | 100,37 |
| G30747 | 50,87 | 0,73 | 7,01 | 1,18 | 3,17 | 0,13 | 15,39 | 18,44 | 2,19 | 99,11 |
| G30748 | 52,31 | 0,52 | 6,26 | 0,91 | 3,05 | 0,10 | 15,94 | 19,32 | 1,86 | 100,27 |
| G30749 | 52,82 | 0,74 | 6,32 | 0,88 | 3,24 | 0,10 | 15,68 | 19,46 | 1,77 | 101,00 |
| U281 | 52,69 | 0,46 | 6,46 | 1,06 | 3,10 | 0,07 | 15,61 | 18,79 | 1,99 | 100,25 |
| G291 | 50,91 | 0,52 | 7,72 | 0,83 | 3,40 | 0,19 | 15,74 | 16,84 | 2,48 | 98,65 |
| G294 | 51,90 | 0,56 | 7,35 | 0,87 | 3,37 | 0,17 | 15,76 | 17,03 | 2,55 | 99,58 |
| G3101 | 52,22 | 0,51 | 6,70 | 1,22 | 3,29 | 0,13 | 15,35 | 18,96 | 2,12 | 100,50 |
| G3104 | 52,58 | 0,74 | 6,65 | 1,02 | 3,22 | 0,10 | 15,07 | 18,75 | 2,28 | 100,41 |
| L28/62 | 52,00 | 0,44 | 6,44 | 0,87 | 2,88 | 0,13 | 15,35 | 18,84 | 1,72 | 98,67 |
| Y2889 | 52,13 | 0,56 | 6,21 | 0,74 | 3,31 | 0,07 | 15,80 | 20,03 | 1,71 | 100,58 |
| L2840 | 53,23 | 0,29 | 3,17 | 1,16 | 2,03 | 0,07 | 16,74 | 22,38 | 0,93 | 100,00 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|--------|-------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|--------|
| L2842 | 53,12 | 0,20 | 4,75 | 1,19 | 2,15 | 0,10 | 15,29 | 21,50 | 1,62 | 99,94 |
| Y2868 | 51,99 | 0,33 | 6,50 | 1,12 | 3,24 | 0,10 | 15,95 | 18,46 | 1,72 | 99,45 |
| Y2878 | 52,36 | 0,49 | 6,39 | 1,06 | 3,10 | 0,07 | 15,93 | 19,26 | 1,70 | 100,38 |
| LG43 | 52,10 | 0,42 | 7,10 | 0,90 | 2,85 | 0,03 | 15,18 | 19,26 | 1,71 | 99,57 |
| LG45 | 53,20 | 0,43 | 7,30 | 0,88 | 3,04 | 0,05 | 15,22 | 18,40 | 1,82 | 100,36 |
| LR31 | 52,43 | 0,42 | 7,51 | 1,12 | 3,33 | 0,07 | 15,65 | 17,45 | 1,90 | 99,92 |
| LG41 | 52,69 | 0,16 | 6,41 | 0,81 | 2,67 | 0,07 | 16,28 | 20,12 | 1,39 | 100,62 |
| LG42 | 52,19 | 0,55 | 7,68 | 0,94 | 3,21 | 0,08 | 15,18 | 18,42 | 2,11 | 100,38 |
| L2851 | 52,67 | 0,39 | 5,69 | 0,94 | 2,99 | 0,09 | 15,86 | 19,09 | 1,78 | 99,52 |
| L2835 | 53,02 | 0,20 | 5,06 | 1,05 | 2,80 | 0,11 | 16,78 | 20,21 | 0,90 | 100,20 |
| L2713 | 53,30 | 0,47 | 6,08 | 0,88 | 2,69 | 0,13 | 15,74 | 19,52 | 1,57 | 100,40 |
| L288 | 53,10 | 0,39 | 6,06 | 0,95 | 3,14 | 0,11 | 16,07 | 19,11 | 1,70 | 100,67 |
| L28100 | 52,18 | 0,55 | 6,18 | 0,70 | 3,14 | 0,13 | 15,95 | 19,38 | 1,52 | 99,77 |
| L2838 | 52,17 | 0,70 | 6,51 | 0,77 | 2,54 | 0,06 | 14,18 | 20,67 | 1,91 | 99,53 |
| L2861 | 52,83 | 0,67 | 6,28 | 1,06 | 3,61 | 0,13 | 15,43 | 18,52 | 1,77 | 100,39 |
| L2886 | 51,67 | 0,62 | 6,26 | 0,63 | 3,12 | 0,09 | 15,55 | 20,22 | 1,39 | 99,61 |
| L2859 | 52,63 | 0,31 | 5,03 | 0,97 | 2,45 | 0,06 | 15,51 | 21,03 | 1,23 | 99,24 |
| L2862A | 51,78 | 0,82 | 6,84 | 0,38 | 2,97 | 0,06 | 14,15 | 20,51 | 1,71 | 99,24 |
| L2862b | 52,40 | 0,47 | 5,97 | 0,81 | 3,06 | 0,13 | 16,36 | 19,19 | 1,73 | 100,12 |
| L306/3 | 52,67 | 0,26 | 3,99 | 1,54 | 1,99 | 0,16 | 15,66 | 22,30 | 1,53 | 100,10 |
| Z28/91 | 51,84 | 0,91 | 7,63 | 0,03 | 2,53 | 0,03 | 14,12 | 19,80 | 2,14 | 99,03 |
| S2881 | 52,24 | 0,84 | 3,97 | 0,10 | 6,64 | 0,10 | 13,70 | 21,77 | 1,26 | 100,62 |

Таблица 12. Составы оливинов из ксенолитов плиоценовых лав Витимского плоскогорья

| Индекс | SiO ₂ | FeO | MnO | MgO | CaO | Сумма |
|---------|------------------|-------|------|-------|-------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| L1775* | 41,03 | 10,06 | 0,15 | 49,39 | 0,08 | 100,84 |
| LKN/2* | 41,03 | 10,31 | 0,19 | 49,14 | 0,00 | 100,79 |
| O302/12 | 41,12 | 10,67 | 0,19 | 48,94 | 0,00 | 101,07 |
| UKN150 | 40,85 | 9,09 | 0,14 | 49,97 | 0,08 | 100,33 |
| U17/152 | 40,50 | 10,24 | 0,19 | 48,47 | 0,00 | 99,52 |
| W1713 | 39,26 | 15,99 | 0,00 | 44,71 | 0,00 | 99,96 |
| G30230 | 40,53 | 10,20 | 0,00 | 49,30 | 0,08 | 100,16 |
| G30253 | 39,88 | 10,50 | 0,00 | 48,63 | 0,08 | 99,09 |
| G30256 | 40,30 | 10,14 | 0,00 | 48,53 | 0,08 | 99,05 |
| G30257 | 40,95 | 9,93 | 0,00 | 49,71 | 0,12 | 100,76 |
| G30271 | 40,20 | 11,66 | 0,00 | 48,43 | 0,15 | 100,49 |
| G17106 | 40,53 | 9,89 | 0,00 | 48,76 | 0,11 | 99,29 |
| G17112 | 40,74 | 10,25 | 0,00 | 49,64 | 0,00 | 100,84 |
| G1717 | 40,76 | 10,41 | 0,00 | 49,53 | 0,00 | 100,75 |
| L302160 | 40,88 | 10,15 | 0,15 | 49,30 | 0,08 | 100,63 |
| L302154 | 41,21 | 9,40 | 0,15 | 49,81 | 0,04 | 100,61 |
| L302163 | 40,14 | 10,20 | 0,14 | 48,47 | 0,11 | 99,28 |
| L17103 | 40,81 | 9,38 | 0,16 | 48,99 | 0,07 | 99,41 |
| L17104 | 40,74 | 9,82 | 0,03 | 48,30 | 0,01 | 98,96 |
| L30217 | 40,71 | 10,14 | 0,01 | 48,17 | 0,09 | 99,28 |
| G3073 | 40,53 | 10,20 | 0,00 | 49,30 | 0,08 | 100,16 |
| G3075 | 39,99 | 10,07 | 0,00 | 48,80 | 0,11 | 99,02 |
| G3076 | 40,67 | 10,32 | 0,00 | 49,12 | 0,233 | 100,60 |
| G30711 | 40,54 | 9,99 | 0,00 | 49,27 | 0,11 | 99,91 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------|-------|-------|------|-------|------|--------|
| G30717 | 40,21 | 10,34 | 0,00 | 48,62 | 0,11 | 99,28 |
| G30718 | 40,68 | 10,21 | 0,00 | 48,81 | 0,11 | 99,81 |
| G30724 | 39,88 | 10,50 | 0,00 | 48,63 | 0,08 | 99,09 |
| G30726 | 40,84 | 10,60 | 0,00 | 49,33 | 0,11 | 100,88 |
| G30727 | 41,00 | 10,10 | 0,00 | 49,83 | 0,08 | 101,01 |
| G30728 | 40,87 | 10,32 | 0,00 | 49,51 | 0,15 | 100,85 |
| G30730 | 40,09 | 9,99 | 0,00 | 48,82 | 0,08 | 99,03 |
| G30735 | 40,80 | 9,79 | 0,00 | 49,48 | 0,08 | 100,20 |
| G30736 | 41,02 | 10,04 | 0,00 | 49,64 | 0,12 | 100,87 |
| G30742 | 41,02 | 10,04 | 0,00 | 49,64 | 0,12 | 100,87 |
| G30746 | 40,42 | 9,91 | 0,00 | 48,60 | 0,08 | 99,01 |
| G30747 | 40,40 | 9,96 | 0,00 | 48,85 | 0,11 | 99,32 |
| G30748 | 40,85 | 10,17 | 0,00 | 49,19 | 0,08 | 100,34 |
| G30749 | 41,18 | 9,77 | 0,00 | 49,92 | 0,08 | 101,00 |
| U281 | 40,07 | 10,11 | 0,00 | 49,07 | 0,00 | 99,25 |
| G293 | 40,33 | 10,21 | 0,24 | 48,34 | 0,23 | 99,35 |
| G294 | 40,15 | 10,18 | 0,24 | 48,33 | 0,23 | 99,13 |
| G3101 | 40,31 | 10,10 | 0,00 | 48,69 | 0,08 | 99,18 |
| G3104 | 40,53 | 9,89 | 0,00 | 48,76 | 0,11 | 99,29 |
| L28/62 | 40,55 | 9,62 | 0,00 | 49,16 | 0,08 | 99,41 |
| Y2889 | 40,40 | 10,41 | 0,00 | 49,58 | 0,00 | 100,39 |
| L2840 | 41,33 | 8,15 | 0,00 | 51,43 | 0,00 | 100,91 |
| L2842 | 41,03 | 9,40 | 0,00 | 50,52 | 0,00 | 100,95 |
| Y2868 | 40,85 | 9,92 | 0,00 | 50,23 | 0,00 | 101,00 |
| Y2878 | 40,28 | 9,73 | 0,00 | 49,00 | 0,00 | 99,01 |
| L2851 | 40,62 | 10,02 | 0,19 | 49,21 | 0,08 | 99,12 |
| L2835 | 40,57 | 9,68 | 0,10 | 48,89 | 0,11 | 99,38 |
| L2713 | 40,13 | 9,88 | 0,10 | 48,92 | 0,08 | 99,14 |
| L288 | 40,76 | 10,28 | 0,10 | 49,13 | 0,08 | 100,38 |
| L28100 | 39,73 | 10,20 | 0,29 | 49,15 | 0,08 | 99,45 |
| L2861 | 40,99 | 11,15 | 0,19 | 48,58 | 0,04 | 100,95 |
| L2859 | 41,07 | 9,52 | 0,19 | 50,21 | 0,00 | 101,03 |

Таблица 13. Составы шпинелей из ксенолитов плиценовых лав Витимского плоскогорья

| Индекс | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | Сумма |
|---------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| L1775* | 0,25 | 53,47 | 11,51 | 12,01 | 0,13 | 21,69 | 99,06 |
| LKN/2* | 0,35 | 53,53 | 11,41 | 13,10 | 0,13 | 21,70 | 100,26 |
| O302/12 | 0,50 | 51,30 | 13,73 | 13,79 | 0,18 | 20,59 | 100,17 |
| NKN19 | 0,00 | 51,35 | 11,75 | 19,80 | 0,00 | 17,06 | 99,96 |
| NKN35 | 0,00 | 63,34 | 5,02 | 11,07 | 0,00 | 20,32 | 99,75 |
| UKN150 | 0,26 | 55,73 | 11,34 | 13,01 | 0,41 | 19,61 | 100,96 |
| U17/152 | 0,25 | 51,47 | 12,24 | 13,32 | 0,18 | 22,00 | 99,50 |
| W17136 | 1,77 | 42,36 | 16,59 | 22,07 | 0,00 | 16,05 | 99,15 |
| G17106 | 0,00 | 53,49 | 14,44 | 12,62 | 0,00 | 18,40 | 98,95 |
| G17108 | 0,35 | 52,44 | 13,94 | 12,28 | 0,31 | 19,60 | 99,06 |
| G17112 | 0,30 | 53,25 | 13,16 | 12,31 | 0,00 | 20,11 | 99,32 |
| G1717 | 0,25 | 54,57 | 12,90 | 12,83 | 0,00 | 19,86 | 100,56 |
| LKN11 | 0,00 | 58,84 | 10,95 | 10,86 | 0,00 | 19,75 | 100,40 |
| LKN3 | 0,00 | 57,31 | 12,24 | 12,21 | 0,00 | 18,66 | 100,42 |
| L302160 | 0,05 | 42,06 | 23,22 | 14,43 | 0,09 | 21,00 | 100,85 |
| L302154 | 0,00 | 52,20 | 12,48 | 11,93 | 0,09 | 22,85 | 99,55 |
| L302163 | 0,60 | 50,84 | 11,94 | 14,41 | 0,09 | 23,20 | 101,08 |
| L302/7 | 0,00 | 52,06 | 12,61 | 13,90 | 0,27 | 20,17 | 99,76 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---------|------|-------|-------|-------|------|-------|--------|
| L302/13 | 0,00 | 57,60 | 8,32 | 12,50 | 0,27 | 20,87 | 99,71 |
| L171/2 | 0,12 | 45,54 | 20,50 | 13,47 | 0,22 | 18,33 | 98,92 |
| L30217 | 0,30 | 51,36 | 12,88 | 13,59 | 0,17 | 20,06 | 98,71 |
| G30717 | 0,00 | 55,98 | 11,00 | 13,46 | 0,00 | 18,37 | 98,81 |
| G30727 | 0,00 | 54,20 | 13,52 | 12,96 | 0,00 | 18,29 | 98,97 |
| G30730 | 0,00 | 53,95 | 13,98 | 12,94 | 0,00 | 18,85 | 99,72 |
| G30735 | 0,00 | 53,43 | 14,51 | 12,42 | 0,00 | 18,35 | 98,71 |
| G30736 | 0,00 | 53,93 | 12,53 | 13,05 | 0,00 | 19,03 | 98,54 |
| G30742 | 0,00 | 58,24 | 10,33 | 12,89 | 0,00 | 18,40 | 99,86 |
| G30746 | 0,00 | 54,20 | 15,49 | 12,32 | 0,00 | 18,52 | 100,53 |
| G30747 | 0,00 | 53,40 | 15,16 | 12,26 | 0,00 | 18,89 | 99,71 |
| G30748 | 0,00 | 65,78 | 3,41 | 10,45 | 0,00 | 21,46 | 101,10 |
| G30749 | 0,00 | 55,81 | 13,37 | 12,82 | 0,00 | 18,70 | 100,70 |
| U281 | 0,30 | 52,54 | 14,41 | 12,09 | 0,00 | 19,75 | 99,32 |
| G281 | 0,20 | 57,07 | 11,57 | 11,26 | 0,36 | 19,46 | 100,45 |
| G293 | 0,00 | 54,04 | 13,70 | 11,86 | 0,27 | 20,07 | 100,32 |
| G294 | 0,00 | 53,72 | 13,14 | 12,88 | 0,27 | 19,84 | 100,41 |
| G3101 | 0,00 | 54,67 | 13,62 | 12,92 | 0,00 | 19,17 | 100,38 |
| G3104 | 0,00 | 54,71 | 12,95 | 12,83 | 0,00 | 19,36 | 99,85 |
| L28/62 | 0,00 | 57,31 | 10,62 | 11,68 | 0,00 | 19,44 | 99,05 |
| Y2889 | 0,26 | 57,90 | 9,58 | 12,02 | 0,00 | 20,73 | 100,61 |
| L2840 | 0,51 | 36,56 | 31,35 | 13,96 | 0,12 | 17,29 | 99,90 |
| L2842 | 0,10 | 52,55 | 17,07 | 11,62 | 0,00 | 19,62 | 101,08 |
| Y2868 | 0,31 | 55,05 | 14,11 | 10,05 | 0,00 | 20,95 | 100,90 |
| Y2878 | 0,30 | 52,20 | 14,42 | 12,02 | 0,00 | 19,59 | 98,75 |
| LG43 | 0,00 | 55,67 | 12,49 | 12,03 | 0,00 | 18,24 | 98,43 |
| LG45 | 0,00 | 55,07 | 13,45 | 11,46 | 0,00 | 18,78 | 98,76 |
| LG42 | 0,00 | 58,95 | 10,20 | 11,66 | 0,00 | 19,43 | 100,24 |
| L2851 | 0,08 | 60,77 | 5,98 | 12,15 | 0,00 | 21,92 | 100,90 |
| L2835 | 0,07 | 48,24 | 17,42 | 13,13 | 0,00 | 20,37 | 99,23 |
| L2713 | 0,15 | 53,99 | 11,83 | 11,71 | 0,00 | 21,62 | 99,30 |
| L288 | 0,22 | 52,29 | 12,83 | 13,05 | 0,00 | 20,75 | 99,14 |
| L28100 | 0,23 | 55,12 | 10,27 | 13,11 | 0,00 | 21,53 | 100,26 |
| L2838 | 0,15 | 57,70 | 8,70 | 11,85 | 0,00 | 21,52 | 99,92 |
| L2861 | 0,08 | 57,14 | 8,86 | 12,04 | 0,00 | 21,42 | 99,54 |
| L2859 | 0,15 | 52,94 | 12,83 | 11,53 | 0,00 | 22,02 | 99,47 |
| L2862A | 0,00 | 61,95 | 3,83 | 13,47 | 0,00 | 21,66 | 100,91 |
| L2862b | 0,30 | 54,21 | 11,51 | 12,60 | 0,00 | 21,44 | 100,06 |
| L306/3 | 0,00 | 35,06 | 31,22 | 16,50 | 0,16 | 16,96 | 100,14 |

Таблица 14. Составы гранатов из ксенолитов плиоценовых лав Витимского плоскогорья

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Сумма |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| UKN150 | 41,70 | 0,15 | 22,59 | 0,85 | 7,49 | 0,06 | 21,26 | 4,38 | 98,47 |
| G30253 | 41,66 | 0,09 | 23,71 | 0,76 | 7,74 | 0,27 | 20,44 | 4,86 | 99,53 |
| G30256 | 41,62 | 0,19 | 23,47 | 0,76 | 7,79 | 0,26 | 20,07 | 4,75 | 98,91 |
| G30257 | 42,02 | 0,21 | 23,13 | 1,39 | 7,39 | 0,28 | 20,76 | 4,95 | 100,13 |
| G30271 | 41,66 | 0,17 | 22,75 | 0,96 | 8,29 | 0,25 | 20,69 | 4,72 | 99,49 |
| G17106 | 41,61 | 0,09 | 22,90 | 1,01 | 7,91 | 0,26 | 20,50 | 4,84 | 99,12 |
| G17108 | 41,58 | 0,19 | 22,75 | 1,53 | 6,82 | 0,31 | 20,04 | 6,42 | 99,64 |
| G17112 | 42,28 | 0,23 | 23,14 | 1,37 | 7,87 | 0,27 | 20,56 | 5,16 | 100,84 |
| G1717 | 41,36 | 0,33 | 22,81 | 1,23 | 7,51 | 0,28 | 19,96 | 4,95 | 98,43 |
| G3073 | 42,59 | 0,21 | 23,05 | 1,06 | 7,80 | 0,27 | 20,84 | 5,01 | 100,83 |
| G3075 | 41,85 | 0,17 | 23,37 | 1,03 | 7,16 | 0,26 | 20,21 | 4,84 | 98,89 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--------|-------|------|-------|------|------|------|-------|------|--------|
| G3076 | 42,01 | 0,13 | 23,17 | 1,12 | 7,69 | 0,27 | 20,48 | 4,99 | 99,86 |
| G30230 | 41,74 | 0,20 | 22,59 | 1,04 | 7,65 | 0,26 | 20,50 | 4,91 | 98,89 |
| G30711 | 42,36 | 0,13 | 23,07 | 0,81 | 7,65 | 0,27 | 21,02 | 5,01 | 100,32 |
| G30717 | 42,23 | 0,21 | 23,63 | 1,07 | 7,82 | 0,27 | 20,33 | 4,83 | 100,39 |
| G30718 | 41,49 | 0,11 | 22,95 | 1,04 | 7,77 | 0,28 | 20,71 | 4,43 | 98,78 |
| G30724 | 42,56 | 0,17 | 23,60 | 0,61 | 7,86 | 0,27 | 20,78 | 5,01 | 100,86 |
| G30726 | 42,53 | 0,17 | 23,81 | 0,69 | 7,07 | 0,25 | 21,19 | 4,95 | 100,66 |
| G30727 | 41,73 | 0,17 | 23,08 | 1,11 | 7,53 | 0,25 | 20,31 | 4,85 | 99,03 |
| G30728 | 42,26 | 0,19 | 22,96 | 1,04 | 7,86 | 0,27 | 20,64 | 4,76 | 99,98 |
| G30730 | 41,60 | 0,11 | 23,23 | 0,99 | 7,59 | 0,26 | 20,16 | 4,76 | 98,70 |
| G30735 | 42,10 | 0,17 | 23,12 | 1,28 | 7,54 | 0,27 | 20,43 | 5,24 | 100,15 |
| G30736 | 42,10 | 0,13 | 22,99 | 0,98 | 7,93 | 0,28 | 20,66 | 4,97 | 100,04 |
| G30742 | 41,91 | 0,11 | 23,48 | 1,17 | 7,83 | 0,27 | 20,33 | 4,58 | 99,68 |
| G30746 | 41,72 | 0,15 | 22,89 | 1,24 | 7,65 | 0,25 | 20,30 | 4,97 | 99,17 |
| G30747 | 42,25 | 0,22 | 23,18 | 0,87 | 8,19 | 0,25 | 20,31 | 4,79 | 100,06 |
| G30748 | 42,59 | 0,09 | 23,66 | 0,68 | 8,05 | 0,27 | 20,63 | 4,97 | 100,94 |
| G30749 | 42,14 | 0,17 | 23,12 | 1,13 | 7,93 | 0,27 | 20,69 | 5,05 | 100,50 |
| U281 | 42,14 | 0,13 | 23,17 | 1,03 | 7,67 | 0,24 | 20,79 | 4,79 | 99,97 |
| G291 | 42,08 | 0,00 | 22,88 | 0,86 | 7,20 | 0,05 | 21,17 | 4,88 | 99,12 |
| G293 | 41,51 | 0,00 | 22,38 | 0,72 | 7,26 | 0,49 | 21,27 | 4,86 | 98,49 |
| G294 | 42,14 | 0,00 | 22,72 | 0,95 | 7,47 | 0,44 | 21,08 | 4,96 | 99,76 |
| G3101 | 41,69 | 0,19 | 22,80 | 1,06 | 7,95 | 0,26 | 20,55 | 4,86 | 99,36 |
| G3104 | 41,38 | 0,20 | 23,00 | 0,88 | 7,90 | 0,26 | 20,80 | 4,81 | 99,23 |

Таблица 15. Составы энстатитов из ксенолитов лав Баргойских вулканов

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | Сумма |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|-----|-----|-----|-------------------|-------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |

Баргойские вулканы

| | | | | | | | | | | |
|--------|-------|------|------|------|-------|------|-------|------|------|--------|
| Qbp11 | 54,08 | 0,23 | 6,13 | 0,56 | 6,37 | 0,06 | 31,17 | 1,22 | 0,07 | 99,89 |
| Q386 | 54,28 | 0,15 | 5,50 | 0,51 | 6,07 | 0,07 | 31,40 | 1,12 | 0,07 | 99,17 |
| Qbp43 | 54,78 | 0,15 | 5,74 | 0,70 | 5,69 | 0,08 | 31,26 | 1,22 | 0,01 | 99,63 |
| Qbp42 | 53,94 | 0,23 | 5,96 | 0,55 | 6,54 | 0,08 | 30,76 | 1,27 | 0,08 | 99,41 |
| PbH2 | 54,91 | 0,19 | 6,02 | 0,56 | 6,39 | 0,07 | 30,47 | 1,22 | 0,08 | 99,91 |
| Lbp1 | 53,95 | 0,15 | 6,00 | 0,60 | 5,56 | 0,06 | 30,47 | 1,53 | 0,07 | 98,39 |
| Lbp15 | 54,15 | 0,19 | 5,73 | 0,69 | 5,68 | 0,06 | 30,74 | 1,39 | 0,07 | 98,70 |
| Qbp20 | 54,30 | 0,15 | 6,16 | 0,65 | 6,12 | 0,10 | 30,87 | 1,36 | 0,09 | 99,80 |
| Lbp19 | 55,06 | 0,15 | 5,07 | 0,97 | 5,28 | 0,08 | 31,42 | 1,55 | 0,06 | 99,64 |
| Lbp21 | 55,16 | 0,15 | 5,57 | 0,70 | 5,61 | 0,08 | 31,62 | 1,23 | 0,08 | 100,20 |
| Lb1p | 53,88 | 0,08 | 5,44 | 0,78 | 5,32 | 0,04 | 31,65 | 1,72 | 0,02 | 98,93 |
| Lbp74 | 54,40 | 0,12 | 6,63 | 0,47 | 6,23 | 0,09 | 31,00 | 1,85 | 0,12 | 100,91 |
| Pbp76 | 55,53 | 0,08 | 5,12 | 0,23 | 6,55 | 0,08 | 31,74 | 1,38 | 0,13 | 100,84 |
| Qbp73 | 54,81 | 0,08 | 6,24 | 0,28 | 6,08 | 0,09 | 31,40 | 1,42 | 0,10 | 100,50 |
| Qbp70 | 54,61 | 0,12 | 5,65 | 0,32 | 6,29 | 0,04 | 31,52 | 1,38 | 0,09 | 99,72 |
| Qbp71 | 55,63 | 0,16 | 5,62 | 0,28 | 6,81 | 0,04 | 31,34 | 1,14 | 0,00 | 101,02 |
| Q134b | 55,01 | 0,08 | 6,24 | 0,51 | 5,85 | 0,03 | 31,29 | 1,37 | 0,05 | 100,43 |
| Obp16 | 53,99 | 0,23 | 6,51 | 0,97 | 5,98 | 0,07 | 30,81 | 1,79 | 0,11 | 100,46 |
| Ob22 | 54,34 | 0,42 | 6,57 | 0,93 | 6,76 | 0,08 | 29,73 | 1,69 | 0,12 | 100,64 |
| L58/9 | 54,60 | 0,11 | 4,70 | 1,06 | 5,04 | 0,07 | 31,19 | 1,68 | 0,07 | 98,52 |
| O36/6 | 54,19 | 0,19 | 6,37 | 0,69 | 5,96 | 0,05 | 30,82 | 1,60 | 0,12 | 99,99 |
| O16/10 | 53,91 | 0,23 | 6,90 | 0,78 | 6,16 | 0,08 | 30,01 | 1,64 | 0,12 | 99,83 |
| M64/5 | 52,21 | 0,37 | 6,40 | 0,86 | 9,55 | 0,08 | 27,76 | 1,69 | 0,10 | 99,02 |
| O643 | 53,19 | 0,19 | 6,51 | 0,77 | 5,65 | 0,08 | 30,27 | 1,66 | 0,08 | 98,40 |
| 5b37 | 54,02 | 0,19 | 5,27 | 0,23 | 11,86 | 0,07 | 27,47 | 0,87 | 0,05 | 100,03 |
| 5b05 | 53,99 | 0,15 | 4,54 | 0,50 | 11,22 | 0,07 | 27,08 | 1,74 | 0,02 | 99,31 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|------------------|-------|------|------|------|-------|------|-------|------|------|--------|
| Mb052 | 54,02 | 0,08 | 5,41 | 0,55 | 9,30 | 0,06 | 28,50 | 1,52 | 0,04 | 99,88 |
| 5134A | 53,38 | 0,15 | 5,53 | 0,14 | 10,81 | 0,05 | 27,46 | 1,79 | 0,06 | 99,37 |
| 2bp72 | 53,92 | 0,15 | 6,90 | 0,05 | 8,60 | 0,04 | 29,19 | 1,45 | 0,12 | 100,42 |
| 291 | 53,15 | 0,11 | 5,78 | 0,00 | 10,95 | 0,05 | 27,86 | 1,29 | 0,06 | 99,25 |
| 7K7 | 51,53 | 0,15 | 5,67 | 0,13 | 19,44 | 0,07 | 21,54 | 1,87 | 0,03 | 100,43 |
| LBRT209 | 54,59 | 0,15 | 4,82 | 0,08 | 6,17 | 0,10 | 31,05 | 1,28 | 0,24 | 99,20 |
| Баргойский попок | | | | | | | | | | |
| d22 | 54,36 | 0,38 | 6,70 | 0,93 | 5,57 | 0,06 | 30,66 | 1,74 | 0,08 | 100,48 |
| W356/7K | 54,15 | 0,26 | 3,75 | 0,18 | 13,86 | 0,17 | 27,49 | 0,71 | 0,06 | 100,63 |
| W356/73 | 55,93 | 0,08 | 3,75 | 0,40 | 5,70 | 0,14 | 32,89 | 0,62 | 0,07 | 99,58 |
| L356/3 | 54,86 | 0,15 | 6,17 | 0,40 | 6,47 | 0,14 | 31,12 | 1,44 | 0,09 | 100,74 |
| L357/1 | 54,97 | 0,08 | 4,77 | 0,36 | 6,65 | 0,14 | 31,93 | 0,86 | 0,12 | 99,58 |
| L66/5 | 55,84 | 0,12 | 3,66 | 0,59 | 5,50 | 0,14 | 32,79 | 1,13 | 0,04 | 99,81 |
| Lbrt/64 | 56,11 | 0,04 | 3,54 | 0,44 | 5,33 | 0,10 | 33,25 | 0,70 | 0,03 | 99,54 |
| L66/6 | 56,12 | 0,12 | 4,50 | 0,30 | 5,79 | 0,14 | 32,74 | 0,71 | 0,06 | 100,48 |
| L66/1 | 55,06 | 0,11 | 3,68 | 0,58 | 5,29 | 0,13 | 32,35 | 1,12 | 0,04 | 98,36 |
| L66/8 | 55,09 | 0,12 | 4,31 | 0,33 | 5,76 | 0,10 | 33,19 | 0,62 | 0,03 | 99,55 |
| L66/2 | 55,96 | 0,12 | 4,45 | 0,26 | 6,31 | 0,14 | 32,75 | 0,57 | 0,06 | 100,62 |
| Ld35 | 55,34 | 0,15 | 5,62 | 0,56 | 5,41 | 0,06 | 31,32 | 1,61 | 0,07 | 100,14 |

Таблица 16. Составы клинопироксенов из ксенолитов лав Баргойских вулканов

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | Сумма |
|--------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| Баргойские вулканы | | | | | | | | | | |
| Qbp11 | 52,44 | 0,80 | 6,87 | 0,66 | 3,10 | 0,05 | 14,46 | 20,37 | 2,10 | 100,85 |
| Q386 | 51,77 | 0,66 | 6,64 | 0,77 | 2,70 | 0,07 | 14,79 | 20,34 | 1,86 | 99,60 |
| Qbp43 | 51,62 | 0,57 | 6,34 | 1,01 | 2,48 | 0,08 | 15,39 | 20,79 | 1,79 | 100,07 |
| Qbp42 | 50,92 | 0,63 | 7,02 | 0,64 | 2,84 | 0,06 | 15,36 | 19,19 | 2,28 | 98,94 |
| Lbp1 | 50,54 | 0,43 | 5,87 | 0,80 | 2,72 | 0,08 | 16,02 | 20,45 | 1,50 | 98,41 |
| Lbp15 | 52,00 | 0,60 | 6,31 | 1,10 | 2,73 | 0,05 | 15,62 | 20,21 | 1,83 | 100,45 |
| Qbp20 | 50,88 | 0,59 | 6,58 | 0,76 | 2,86 | 0,08 | 15,48 | 19,67 | 1,93 | 98,83 |
| Lbp19 | 51,68 | 0,25 | 4,93 | 1,21 | 2,48 | 0,06 | 16,58 | 20,95 | 1,30 | 99,44 |
| Lbp21 | 52,04 | 0,57 | 6,09 | 0,89 | 2,50 | 0,08 | 15,04 | 20,55 | 1,85 | 99,61 |
| Lb1p | 52,18 | 0,28 | 4,58 | 1,13 | 2,42 | 0,04 | 16,71 | 21,99 | 1,18 | 100,51 |
| Lbp74 | 51,42 | 0,50 | 6,55 | 0,93 | 3,18 | 0,09 | 15,87 | 19,44 | 1,90 | 99,88 |
| Pbp76 | 51,01 | 0,60 | 6,44 | 1,01 | 2,64 | 0,08 | 15,33 | 18,77 | 3,03 | 98,91 |
| Qbp73 | 52,25 | 0,57 | 6,61 | 0,61 | 2,79 | 0,05 | 15,71 | 19,64 | 2,29 | 100,52 |
| Qbp70 | 52,12 | 0,60 | 6,43 | 0,77 | 2,84 | 0,03 | 15,41 | 20,31 | 1,83 | 100,34 |
| Qbp71 | 52,18 | 0,64 | 6,77 | 0,82 | 2,89 | 0,03 | 15,37 | 19,93 | 2,16 | 100,79 |
| Q134b | 52,04 | 0,06 | 6,62 | 1,21 | 2,58 | 0,03 | 14,97 | 19,19 | 2,08 | 98,78 |
| Obp16 | 50,56 | 0,59 | 6,32 | 1,16 | 3,17 | 0,06 | 15,85 | 19,34 | 1,73 | 98,78 |
| Ob22 | 50,28 | 1,22 | 7,28 | 1,25 | 3,75 | 0,08 | 15,13 | 17,61 | 2,57 | 99,17 |
| L58/9 | 52,01 | 0,19 | 4,25 | 1,29 | 2,50 | 0,08 | 17,07 | 22,15 | 1,12 | 100,66 |
| O36/6 | 51,56 | 0,44 | 6,61 | 0,76 | 3,07 | 0,09 | 15,63 | 18,44 | 2,11 | 98,71 |
| O16/10 | 51,14 | 0,47 | 6,76 | 0,96 | 3,51 | 0,08 | 15,60 | 18,82 | 1,75 | 99,09 |
| M64/5 | 51,87 | 0,51 | 6,68 | 0,73 | 3,99 | 0,07 | 14,95 | 19,45 | 2,01 | 100,26 |
| Ld22 | 51,48 | 0,54 | 6,90 | 1,02 | 2,91 | 0,08 | 16,16 | 19,59 | 1,71 | 100,39 |
| O643 | 51,23 | 0,44 | 6,54 | 0,88 | 3,12 | 0,09 | 15,38 | 19,10 | 1,58 | 98,36 |
| 5b37 | 52,22 | 0,69 | 6,36 | 0,53 | 6,19 | 0,07 | 12,64 | 19,17 | 3,03 | 100,90 |
| 5b05 | 52,55 | 0,53 | 5,53 | 0,93 | 5,41 | 0,07 | 14,34 | 18,24 | 2,62 | 100,22 |
| Mb052 | 52,11 | 0,41 | 5,81 | 0,89 | 4,54 | 0,05 | 14,63 | 18,92 | 2,50 | 99,86 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|---------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|--------|
| 5134A | 51,93 | 0,47 | 7,27 | 0,08 | 4,70 | 0,05 | 14,22 | 19,17 | 2,52 | 100,41 |
| Mbp75 | 51,84 | 0,59 | 5,66 | 0,76 | 6,72 | 0,15 | 13,28 | 17,89 | 2,67 | 99,56 |
| 2bp72 | 51,87 | 0,60 | 7,48 | 0,29 | 4,00 | 0,04 | 14,67 | 19,05 | 2,18 | 100,20 |
| 231 | 52,71 | 0,25 | 5,88 | 0,00 | 5,50 | 0,05 | 14,19 | 20,84 | 1,35 | 100,77 |
| 233 | 47,73 | 0,37 | 10,57 | 0,04 | 4,03 | 0,03 | 12,89 | 21,32 | 1,68 | 98,66 |
| 732 | 50,42 | 1,25 | 7,13 | 0,12 | 8,49 | 0,08 | 12,30 | 18,37 | 2,54 | 100,70 |
| 7K7 | 50,95 | 1,53 | 6,29 | 0,04 | 10,24 | 0,05 | 11,62 | 17,91 | 2,06 | 100,69 |
| LBRT209 | 52,05 | 0,41 | 6,95 | 1,33 | 3,45 | 0,10 | 15,91 | 18,14 | 1,90 | 100,24 |
| Ld35 | 51,97 | 0,25 | 5,05 | 0,60 | 2,57 | 0,06 | 16,48 | 20,77 | 1,29 | 99,04 |
| L358/4 | 50,80 | 1,09 | 7,61 | 0,97 | 3,68 | 0,10 | 15,47 | 17,42 | 1,84 | 98,98 |
| L358/5 | 51,54 | 0,51 | 6,52 | 0,91 | 2,80 | 0,07 | 15,83 | 19,60 | 1,62 | 99,40 |
| W354154 | 51,20 | 0,73 | 6,01 | 1,32 | 5,09 | 0,16 | 15,15 | 18,39 | 2,16 | 100,21 |
| W35415K | 51,33 | 1,10 | 6,06 | 1,26 | 5,64 | 0,13 | 15,06 | 17,93 | 2,27 | 100,78 |
| W35415v | 50,62 | 1,30 | 6,18 | 0,45 | 6,69 | 0,16 | 14,57 | 17,45 | 2,18 | 99,60 |
| Pbr/2* | 51,00 | 0,43 | 6,19 | 1,00 | 3,03 | 0,10 | 15,92 | 19,17 | 1,57 | 98,41 |
| Obp/22* | 50,84 | 1,12 | 6,53 | 1,28 | 3,75 | 0,13 | 14,90 | 17,82 | 2,57 | 98,94 |
| Pbrt215 | 52,39 | 0,66 | 6,12 | 1,12 | 3,48 | 0,10 | 15,56 | 18,35 | 2,57 | 100,35 |
| Qbrt207 | 53,47 | 0,26 | 6,08 | 1,23 | 3,10 | 0,07 | 15,12 | 18,14 | 3,05 | 100,52 |
| P64/5* | 51,61 | 0,59 | 6,51 | 0,87 | 3,07 | 0,07 | 15,78 | 19,58 | 1,83 | 100,01 |
| Q38/6* | 51,37 | 0,65 | 6,59 | 0,76 | 2,68 | 0,06 | 14,67 | 20,18 | 1,90 | 98,86 |
| L354/1 | 52,34 | 0,59 | 6,13 | 0,70 | 2,58 | 0,07 | 15,33 | 20,81 | 1,51 | 100,06 |
| L61/2 | 51,66 | 0,47 | 6,04 | 1,00 | 2,78 | 0,06 | 15,26 | 20,07 | 1,55 | 98,89 |
| Q69/1 | 52,16 | 0,52 | 7,71 | 1,41 | 3,20 | 0,10 | 14,68 | 17,85 | 2,97 | 100,60 |
| W69/2-4 | 52,19 | 0,81 | 6,36 | 1,50 | 3,82 | 0,10 | 14,47 | 17,55 | 3,03 | 99,83 |
| W69/2K | 52,61 | 1,26 | 6,11 | 0,67 | 4,37 | 0,10 | 15,41 | 18,33 | 2,26 | 101,12 |
| Q354/5 | 52,37 | 0,63 | 6,78 | 0,70 | 2,93 | 0,10 | 15,18 | 20,18 | 1,81 | 100,68 |
| Q354/7 | 54,16 | 0,63 | 6,76 | 0,85 | 2,62 | 0,07 | 13,94 | 18,66 | 3,05 | 100,74 |
| Q354/8 | 52,32 | 0,67 | 6,96 | 0,85 | 2,87 | 0,07 | 14,95 | 20,30 | 1,80 | 100,79 |
| W356/73 | 52,06 | 0,44 | 5,37 | 0,94 | 2,56 | 0,10 | 15,45 | 20,85 | 1,41 | 99,18 |
| L356/3 | 51,52 | 0,59 | 7,70 | 0,84 | 3,62 | 0,13 | 16,03 | 17,82 | 1,77 | 100,02 |

Баргойский попок

| | | | | | | | | | | |
|---------|-------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|--------|
| Ld35 | 55,34 | 0,15 | 5,62 | 0,56 | 5,41 | 0,06 | 31,32 | 1,61 | 0,07 | 100,14 |
| Ld22 | 51,48 | 0,54 | 6,90 | 1,02 | 2,91 | 0,08 | 16,16 | 19,59 | 1,71 | 100,39 |
| L356/3 | 51,52 | 0,59 | 7,70 | 0,84 | 3,62 | 0,13 | 16,03 | 17,82 | 1,77 | 100,02 |
| L357/1 | 52,36 | 0,56 | 6,66 | 0,85 | 3,00 | 0,10 | 15,24 | 19,82 | 2,03 | 100,62 |
| L66/5 | 52,73 | 0,33 | 4,44 | 1,36 | 2,71 | 0,10 | 16,52 | 20,99 | 1,05 | 100,23 |
| Lbrt/64 | 53,27 | 0,22 | 4,37 | 1,20 | 2,43 | 0,07 | 16,62 | 21,61 | 0,95 | 100,74 |
| L66/6 | 51,82 | 0,51 | 6,14 | 0,80 | 2,60 | 0,07 | 15,39 | 20,51 | 1,78 | 99,62 |
| L66/1 | 52,99 | 0,37 | 4,74 | 1,31 | 2,67 | 0,07 | 16,94 | 20,88 | 1,13 | 101,10 |
| L66/8 | 52,45 | 0,55 | 6,35 | 0,81 | 2,46 | 0,03 | 15,60 | 20,45 | 1,64 | 100,34 |
| L66/2 | 51,70 | 0,77 | 6,68 | 0,70 | 2,73 | 0,03 | 14,59 | 20,43 | 1,91 | 99,54 |
| Ld35 | 51,97 | 0,25 | 5,05 | 0,60 | 2,57 | 0,06 | 16,48 | 20,77 | 1,29 | 99,04 |

Таблица 17. Составы оливинов из ксенолитов лав Баргойских вулканов

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Сумма |
|---------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| L358/4 | 40,24 | 0,00 | 0,14 | 0,05 | 10,34 | 0,19 | 48,20 | 0,11 | 99,27 |
| L358/5 | 41,13 | 0,05 | 0,03 | 0,00 | 9,72 | 0,19 | 49,27 | 0,04 | 100,43 |
| W354154 | 39,60 | 0,00 | 0,10 | 0,05 | 15,12 | 0,19 | 44,39 | 0,15 | 99,60 |
| W35415K | 39,49 | 0,05 | 0,10 | 0,10 | 16,49 | 0,23 | 43,39 | 0,04 | 99,89 |
| W35415v | 39,95 | 0,00 | 0,03 | 0,05 | 16,85 | 0,24 | 44,00 | 0,07 | 101,19 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------|------|--------|
| Pbn/2* | 40,69 | 0,00 | 0,03 | 0,05 | 10,51 | 0,19 | 48,72 | 0,08 | 100,47 |
| bp/22 | 40,85 | 0,11 | 0,07 | 0,05 | 11,65 | 0,19 | 47,76 | 0,08 | 100,76 |
| Pbrt215 | 40,29 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 10,88 | 0,14 | 47,77 | 0,04 | 99,15 |
| Qbrt207 | 40,58 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 11,20 | 0,19 | 47,93 | 0,04 | 99,97 |
| P64/5* | 40,53 | 0,00 | 0,10 | 0,00 | 9,97 | 0,19 | 48,47 | 0,04 | 99,30 |
| Q38/6* | 40,90 | 0,00 | 0,03 | 0,05 | 10,27 | 0,19 | 48,87 | 0,04 | 100,35 |
| L354/1 | 41,30 | 0,05 | 0,04 | 0,00 | 9,58 | 0,15 | 49,80 | 0,04 | 100,96 |
| L61/2 | 40,90 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 9,47 | 0,19 | 49,13 | 0,08 | 99,80 |
| Q69/1 | 41,18 | 0,00 | 0,04 | 0,05 | 10,42 | 0,20 | 49,14 | 0,00 | 101,03 |
| W69/2-4 | 29,81 | 0,08 | 0,03 | 9,28 | 0,14 | 61,57 | 0,00 | 0,00 | 100,91 |
| W69/2K | 40,11 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 13,07 | 0,24 | 46,28 | 0,00 | 99,73 |
| Q354/5 | 0,04 | 0,20 | 54,81 | 9,20 | 11,65 | 0,13 | 22,94 | 0,00 | 98,97 |
| Q354/7 | 40,31 | 0,00 | 0,07 | 0,05 | 10,28 | 0,19 | 48,22 | 0,00 | 99,12 |
| W356/7K | 38,73 | 0,05 | 0,03 | 0,10 | 19,81 | 0,27 | 40,28 | 0,11 | 99,38 |
| W356/73 | 41,12 | 0,00 | 0,03 | 0,05 | 9,56 | 0,19 | 49,88 | 0,00 | 100,63 |
| L356/3 | 40,55 | 0,00 | 0,10 | 0,05 | 10,49 | 0,19 | 47,79 | 0,11 | 99,28 |
| L357/1 | 40,88 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 10,77 | 0,19 | 48,78 | 0,04 | 100,83 |
| L66/5 | 40,76 | 0,00 | 0,07 | 0,05 | 9,06 | 0,14 | 49,45 | 0,04 | 99,57 |
| Lbrt/64 | 41,56 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 9,08 | 0,15 | 50,17 | 0,00 | 101,03 |
| L66/6 | 40,70 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 9,73 | 0,19 | 48,97 | 0,04 | 99,66 |
| L66/1 | 40,73 | 0,00 | 0,03 | 0,05 | 8,81 | 0,14 | 49,27 | 0,00 | 99,03 |
| L66/8 | 40,78 | 0,05 | 0,03 | 0,00 | 9,75 | 0,14 | 49,09 | 0,00 | 99,84 |
| L66/2 | 41,17 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 10,54 | 0,15 | 49,18 | 0,00 | 101,07 |
| Qbp11 | 40,91 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 11,26 | 0,00 | 48,53 | 0,04 | 100,79 |
| Q386 | 40,62 | 0,05 | 0,03 | 0,05 | 10,21 | 0,00 | 48,70 | 0,04 | 99,70 |
| Qbp43 | 40,70 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 9,70 | 0,00 | 49,29 | 0,04 | 99,78 |
| Qbp42 | 40,30 | 0,05 | 0,00 | 0,03 | 10,88 | 0,00 | 47,73 | 0,04 | 99,03 |
| PbH2 | 40,97 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 11,08 | 0,00 | 48,70 | 0,04 | 100,82 |
| Lbp1 | 40,85 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 9,42 | 0,00 | 49,37 | 0,04 | 99,71 |
| Lbp15 | 41,02 | 0,05 | 0,00 | 0,03 | 9,86 | 0,00 | 49,38 | 0,04 | 100,38 |
| Qbp20 | 41,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 10,58 | 0,00 | 48,79 | 0,02 | 100,43 |
| Lbp19 | 40,71 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 9,23 | 0,00 | 49,10 | 0,04 | 99,11 |
| Lbp21 | 40,85 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 9,52 | 0,00 | 49,36 | 0,04 | 99,80 |
| Lb1p | 40,93 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 9,01 | 0,00 | 49,90 | 0,00 | 99,89 |
| Lbp74 | 39,96 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 10,60 | 0,66 | 47,84 | 0,06 | 99,12 |
| Qbp70 | 40,91 | 0,05 | 0,07 | 0,00 | 10,78 | 0,29 | 48,72 | 0,06 | 100,87 |
| Qbp71 | 40,53 | 0,05 | 0,17 | 0,03 | 11,66 | 0,19 | 47,53 | 0,06 | 100,22 |
| Q134b | 40,21 | 0,05 | 0,07 | 0,00 | 10,17 | 0,19 | 48,59 | 0,04 | 99,32 |
| bp16 | 40,71 | 0,00 | 0,03 | 0,08 | 9,99 | 0,00 | 48,92 | 0,06 | 99,79 |
| b22 | 40,51 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 9,41 | 0,00 | 48,98 | 0,04 | 99,05 |
| L58/9 | 41,12 | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 9,15 | 0,00 | 50,04 | 0,04 | 100,43 |
| 36/6 | 40,62 | 0,05 | 0,03 | 0,05 | 10,21 | 0,00 | 48,70 | 0,04 | 99,70 |
| 16/10 | 40,55 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 11,26 | 0,00 | 47,58 | 0,06 | 99,56 |
| M64/5 | 40,16 | 0,05 | 0,00 | 0,03 | 15,25 | 0,00 | 45,36 | 0,04 | 100,89 |
| 643 | 41,10 | 0,00 | 0,03 | 0,03 | 10,00 | 0,00 | 49,60 | 0,06 | 100,82 |
| 5b37 | 38,93 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 19,91 | 0,00 | 40,68 | 0,00 | 99,54 |
| 5b05 | 38,75 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 22,03 | 0,00 | 39,88 | 0,00 | 100,71 |
| Mb052 | 39,54 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 19,67 | 0,00 | 41,76 | 0,00 | 100,99 |
| 5134A | 38,78 | 0,00 | 0,10 | 0,02 | 19,58 | 0,46 | 41,03 | 0,09 | 100,06 |
| Mbp75 | 37,38 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 25,21 | 1,33 | 35,37 | 0,09 | 99,48 |
| 643 | 41,10 | 0,00 | 0,03 | 0,03 | 10,00 | 0,00 | 49,60 | 0,06 | 100,82 |
| 5b37 | 38,93 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 19,91 | 0,00 | 40,68 | 0,00 | 99,54 |
| 5b05 | 38,75 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 22,03 | 0,00 | 39,88 | 0,00 | 100,71 |
| Mb052 | 39,54 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 19,67 | 0,00 | 41,76 | 0,00 | 100,99 |
| 5134A | 38,78 | 0,00 | 0,10 | 0,02 | 19,58 | 0,46 | 41,03 | 0,09 | 100,06 |
| Mbp75 | 37,78 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 25,21 | 1,33 | 35,37 | 0,09 | 99,48 |

Бартойский поток

| | | | | | | | | | |
|---------|-------|------|------|------|-------|------|-------|------|-------|
| Ld22 | 40,51 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 9,41 | 0,00 | 48,98 | 0,04 | 98,94 |
| W356/7K | 38,73 | 0,05 | 0,03 | 0,10 | 19,81 | 0,27 | 40,28 | 0,11 | 99,22 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---------|-------|------|------|------|-------|------|-------|------|--------|
| W356/73 | 41,12 | 0,00 | 0,03 | 0,05 | 9,56 | 0,19 | 49,88 | 0,00 | 100,75 |
| L356/3 | 40,55 | 0,00 | 0,10 | 0,05 | 10,49 | 0,19 | 47,79 | 0,11 | 99,13 |
| L357/1 | 40,88 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 10,77 | 0,19 | 48,78 | 0,04 | 100,66 |
| L66/5 | 40,76 | 0,00 | 0,07 | 0,05 | 9,06 | 0,14 | 49,45 | 0,04 | 99,45 |
| Lbrt/64 | 41,56 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 9,08 | 0,15 | 50,17 | 0,00 | 100,96 |
| L66/6 | 40,70 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 9,73 | 0,19 | 48,97 | 0,04 | 99,63 |
| L66/1 | 40,73 | 0,00 | 0,03 | 0,05 | 8,81 | 0,14 | 49,27 | 0,00 | 98,95 |
| L66/8 | 40,78 | 0,05 | 0,03 | 0,00 | 9,75 | 0,14 | 49,09 | 0,00 | 99,74 |
| Ld35 | 40,99 | 0,05 | 0,00 | 0,05 | 9,32 | 0,00 | 50,19 | 0,06 | 101,04 |
| L66/2 | 41,17 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 10,54 | 0,15 | 49,18 | 0,00 | 100,56 |

Таблица 18. Составы шпинелей из ксенотитов лав Баргойских вулканов

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|-----|-----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |

Баргойские вулканы

| | | | | | | | |
|----------|------|------|-------|-------|-------|------|-------|
| W64/5S | 0,15 | 0,63 | 51,11 | 10,45 | 18,27 | 0,00 | 18,05 |
| Qbp11S | 0,23 | 0,21 | 59,94 | 6,82 | 11,35 | 0,00 | 21,41 |
| Q386S | 0,15 | 0,10 | 57,43 | 8,63 | 11,18 | 0,00 | 21,25 |
| Qbp43S | 0,12 | 0,20 | 56,92 | 10,77 | 11,11 | 0,00 | 20,76 |
| Qbp42S | 0,12 | 0,15 | 57,38 | 10,65 | 10,99 | 0,00 | 20,58 |
| PbH2S | 0,23 | 0,26 | 59,47 | 6,84 | 11,32 | 0,00 | 20,82 |
| Lbp1S | 0,08 | 0,20 | 54,94 | 11,64 | 11,64 | 0,00 | 21,22 |
| Lbp15S | 0,35 | 0,20 | 54,16 | 12,12 | 11,83 | 0,00 | 21,71 |
| Qbp20S | 0,08 | 0,20 | 56,08 | 9,81 | 11,41 | 0,00 | 21,37 |
| Lbp19S | 0,22 | 0,15 | 47,45 | 19,98 | 12,01 | 0,00 | 19,64 |
| L4031S | 0,19 | 0,20 | 53,22 | 13,94 | 11,42 | 0,00 | 20,18 |
| Ld35S | 0,19 | 0,15 | 50,97 | 16,70 | 12,00 | 0,00 | 20,27 |
| Lbp21S | 0,12 | 0,15 | 57,38 | 10,65 | 10,99 | 0,00 | 20,58 |
| Lb1pS | 0,15 | 0,25 | 49,10 | 18,86 | 11,73 | 0,00 | 18,95 |
| Lbp74S | 0,00 | 0,21 | 57,16 | 10,86 | 11,70 | 0,27 | 20,36 |
| Pbp76S | 0,00 | 0,10 | 55,03 | 11,38 | 12,73 | 0,31 | 19,19 |
| Qbp73S | 0,00 | 0,10 | 60,33 | 8,55 | 11,07 | 0,23 | 19,97 |
| Qbp70S | 0,39 | 0,16 | 58,57 | 8,48 | 10,64 | 0,14 | 21,89 |
| Qbp71S | 0,23 | 0,10 | 60,73 | 8,42 | 11,36 | 0,05 | 18,81 |
| Obp16S | 0,15 | 0,36 | 55,03 | 11,40 | 12,53 | 0,00 | 21,40 |
| Ob22S | 0,22 | 0,69 | 50,51 | 13,32 | 15,38 | 0,00 | 19,04 |
| L58/9S | 0,22 | 0,19 | 43,08 | 24,63 | 12,95 | 0,00 | 18,33 |
| O36/6S | 0,08 | 0,21 | 57,96 | 9,60 | 12,00 | 0,23 | 20,78 |
| O16/10S | 0,19 | 0,15 | 54,14 | 10,23 | 13,74 | 0,00 | 20,73 |
| O643S | 0,11 | 0,20 | 55,41 | 10,53 | 11,50 | 0,00 | 21,10 |
| 2bp72S | 0,12 | 0,21 | 64,47 | 1,72 | 14,06 | 0,09 | 18,23 |
| 2Э1S | 0,47 | 0,21 | 63,35 | 0,05 | 19,43 | 0,23 | 17,27 |
| LBRT209S | 0,00 | 0,15 | 50,48 | 12,69 | 12,40 | 0,09 | 22,95 |
| L358/4S | 0,04 | 0,61 | 53,92 | 10,76 | 12,89 | 0,09 | 21,40 |
| L358/5S | 0,00 | 0,25 | 54,93 | 11,58 | 10,80 | 0,09 | 21,62 |
| Pbn/2*S | 0,11 | 0,25 | 52,40 | 14,50 | 12,08 | 0,13 | 20,57 |
| Obp/22*S | 0,11 | 0,55 | 51,08 | 13,17 | 14,92 | 0,18 | 20,31 |
| Pbrt215S | 0,08 | 0,40 | 53,29 | 12,57 | 12,88 | 0,13 | 20,39 |
| Qbrt207S | 0,00 | 0,15 | 49,30 | 18,00 | 12,98 | 0,18 | 20,15 |
| P64/5*S | 0,04 | 0,21 | 54,87 | 11,56 | 11,53 | 0,14 | 22,81 |
| Q38/6*S | 0,0 | 0,15 | 56,82 | 9,05 | 10,55 | 0,14 | 23,10 |
| L354/1S | 0,00 | 0,15 | 56,99 | 10,38 | 10,04 | 0,14 | 22,10 |
| Q69/1S | 0,07 | 0,34 | 43,72 | 21,79 | 13,36 | 0,21 | 19,49 |
| W69/2-4S | 0,07 | 0,67 | 42,37 | 21,30 | 16,07 | 0,17 | 18,83 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|------------------|------|------|-------|-------|-------|------|-------|
| Q354/7S | 0,11 | 0,10 | 45,17 | 20,33 | 12,66 | 0,17 | 20,83 |
| Q354/8S | 0,11 | 0,05 | 55,38 | 10,03 | 12,73 | 0,18 | 21,70 |
| W356/7KS | 0,07 | 2,14 | 37,76 | 13,19 | 34,38 | 0,19 | 11,39 |
| W356/73S | 0,00 | 0,25 | 50,86 | 16,36 | 11,92 | 0,13 | 20,57 |
| L356/3S | 0,12 | 0,26 | 56,04 | 10,44 | 11,25 | 0,09 | 21,44 |
| L357/1S | 0,00 | 0,26 | 54,90 | 9,99 | 12,47 | 0,09 | 22,60 |
| L66/5S | 0,11 | 0,42 | 38,71 | 27,19 | 13,29 | 0,21 | 19,04 |
| Lbrt/64S | 0,04 | 0,10 | 45,15 | 22,03 | 11,98 | 0,17 | 20,78 |
| L66/6S | 0,00 | 0,21 | 56,53 | 10,31 | 10,49 | 0,14 | 22,71 |
| L66/1S | 0,00 | 0,33 | 40,60 | 26,49 | 12,48 | 0,17 | 19,21 |
| L66/8S | 0,00 | 0,15 | 56,18 | 10,08 | 10,39 | 0,14 | 22,05 |
| L66/2S | 0,00 | 0,15 | 57,81 | 7,76 | 11,13 | 0,14 | 22,38 |
| W64/5S | 0,15 | 0,63 | 51,11 | 10,45 | 18,27 | 0,00 | 18,05 |
| Баргойский поток | | | | | | | |
| Ld35S | 0,19 | 0,15 | 50,97 | 16,70 | 12,00 | 0,00 | 20,27 |
| Ld22S | 0,15 | 0,15 | 56,10 | 10,99 | 11,08 | 0,00 | 20,86 |
| W356/7KS | 0,07 | 2,14 | 37,76 | 13,19 | 34,38 | 0,19 | 11,39 |
| W356/73S | 0,00 | 0,25 | 50,86 | 16,36 | 11,92 | 0,13 | 20,57 |
| L356/3S | 0,12 | 0,26 | 56,04 | 10,44 | 11,25 | 0,09 | 21,44 |
| L357/1S | 0,00 | 0,26 | 54,90 | 9,99 | 12,47 | 0,09 | 22,60 |
| L66/5S | 0,11 | 0,42 | 38,71 | 27,19 | 13,29 | 0,21 | 19,04 |
| Lbrt/64S | 0,04 | 0,10 | 45,15 | 22,03 | 11,98 | 0,17 | 20,78 |
| L66/6S | 0,00 | 0,21 | 56,53 | 10,31 | 10,49 | 0,14 | 22,71 |
| L66/1S | 0,00 | 0,33 | 40,60 | 26,49 | 12,48 | 0,17 | 19,21 |
| L66/8S | 0,00 | 0,15 | 56,18 | 10,08 | 10,39 | 0,14 | 22,05 |
| L66/2S | 0,00 | 0,15 | 57,81 | 7,76 | 11,13 | 0,14 | 22,38 |

Таблица 19. Составы энстатитов из ксенолитов лав Хамар-Дабана

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | Сумма |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|-----|-----|-----|-------------------|-------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |

Влк. Тумусунский

| | | | | | | | | | | |
|--------|-------|------|------|------|------|------|-------|------|------|--------|
| L98/2 | 56,08 | 0,08 | 2,66 | 0,55 | 5,40 | 0,10 | 33,17 | 0,64 | 0,10 | 98,78 |
| 373/0 | 54,10 | 0,26 | 5,45 | 0,27 | 6,96 | 0,17 | 31,85 | 0,81 | 0,03 | 99,92 |
| L98/13 | 55,49 | 0,26 | 4,62 | 0,27 | 6,42 | 0,14 | 32,74 | 0,72 | 0,04 | 100,70 |
| L87/5 | 54,01 | 0,19 | 4,26 | 0,26 | 6,40 | 0,13 | 32,54 | 0,55 | 0,06 | 98,42 |
| L73/16 | 54,66 | 0,19 | 4,59 | 0,23 | 6,58 | 0,14 | 32,78 | 0,63 | 0,07 | 99,89 |
| L89 | 53,95 | 0,32 | 5,65 | 0,50 | 6,26 | 0,10 | 32,16 | 1,17 | 0,10 | 100,21 |
| L98/4 | 53,95 | 0,13 | 4,50 | 0,33 | 6,22 | 0,13 | 32,81 | 0,70 | 0,03 | 98,82 |
| 373/25 | 53,77 | 0,13 | 4,96 | 0,20 | 6,43 | 0,14 | 32,66 | 0,65 | 0,03 | 98,87 |
| L73/4 | 54,45 | 0,19 | 4,64 | 0,24 | 6,58 | 0,14 | 33,29 | 0,74 | 0,04 | 100,33 |
| 398/2 | 54,07 | 0,19 | 4,88 | 0,20 | 6,22 | 0,10 | 32,83 | 0,71 | 0,03 | 99,25 |
| L98/2L | 54,71 | 0,19 | 4,16 | 0,30 | 6,31 | 0,14 | 33,15 | 0,66 | 0,03 | 99,65 |

Маргасанская сопка

| | | | | | | | | | | |
|---------|-------|------|------|------|------|------|-------|------|------|--------|
| L83/1 | 53,61 | 0,19 | 4,94 | 0,26 | 6,47 | 0,13 | 32,27 | 0,68 | 0,03 | 98,58 |
| 383/1 | 54,18 | 0,19 | 4,66 | 0,30 | 6,37 | 0,14 | 32,45 | 0,76 | 0,03 | 99,08 |
| L83/62 | 54,62 | 0,19 | 4,56 | 0,27 | 6,58 | 0,14 | 33,13 | 0,69 | 0,03 | 100,21 |
| 383/111 | 52,21 | 1,07 | 8,08 | 0,23 | 6,01 | 0,10 | 30,50 | 0,63 | 0,06 | 98,89 |
| L83/75 | 54,67 | 0,19 | 4,75 | 0,30 | 6,05 | 0,14 | 32,82 | 0,68 | 0,03 | 99,63 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|----------------------------|-------|------|------|------|-------|------|-------|------|------|--------|
| "Северный" базальный поток | | | | | | | | | | |
| L100/16 | 54,73 | 0,08 | 3,49 | 0,40 | 5,77 | 0,13 | 33,28 | 0,53 | 0,09 | 98,50 |
| L100/9 | 55,86 | 0,08 | 3,80 | 0,52 | 5,98 | 0,14 | 33,81 | 0,60 | 0,18 | 100,97 |
| L100/1B | 55,10 | 0,12 | 3,87 | 0,51 | 5,80 | 0,10 | 33,93 | 0,62 | 0,16 | 100,21 |
| "Южный" базальный поток | | | | | | | | | | |
| L85/9 | 54,92 | 2,43 | 3,54 | 0,22 | 7,82 | 0,13 | 30,80 | 0,45 | 0,10 | 100,41 |
| L85/7 | 54,78 | 0,11 | 3,37 | 0,66 | 5,58 | 0,10 | 33,87 | 1,00 | 0,10 | 99,57 |
| "Синий горизонт" | | | | | | | | | | |
| L93/58 | 54,27 | 0,11 | 2,81 | 0,61 | 6,41 | 0,10 | 32,99 | 0,90 | 0,13 | 98,33 |
| L93/31 | 55,30 | 0,12 | 3,68 | 0,59 | 7,05 | 0,14 | 32,58 | 0,78 | 0,15 | 100,39 |
| 693/51 | 52,57 | 0,26 | 4,75 | 0,25 | 13,11 | 0,13 | 27,31 | 2,27 | 0,10 | 100,75 |
| Некк в верховьях р. Сухой | | | | | | | | | | |
| LKR77 | 55,23 | 0,12 | 5,13 | 0,70 | 6,50 | 0,10 | 31,33 | 1,36 | 0,16 | 100,47 |
| LKR78 | 54,56 | 0,15 | 5,67 | 0,55 | 7,34 | 0,10 | 30,71 | 1,38 | 0,12 | 100,46 |
| LKR79 | 53,99 | 0,19 | 6,02 | 0,47 | 7,04 | 0,10 | 30,86 | 1,37 | 0,22 | 100,06 |
| LKR80 | 54,65 | 0,19 | 5,78 | 0,55 | 7,24 | 0,10 | 30,59 | 1,41 | 0,12 | 100,63 |
| LKR86 | 53,16 | 0,30 | 4,47 | 0,36 | 10,58 | 0,17 | 28,90 | 1,55 | 0,23 | 99,72 |
| LKR81 | 56,14 | 0,12 | 3,84 | 0,30 | 6,39 | 0,10 | 33,18 | 0,71 | 0,08 | 100,86 |
| LKR83 | 53,13 | 0,19 | 5,87 | 0,54 | 6,39 | 0,10 | 31,53 | 1,28 | 0,10 | 99,13 |
| LKR84 | 53,64 | 0,27 | 5,55 | 0,58 | 8,37 | 0,13 | 29,97 | 1,25 | 0,13 | 99,89 |
| LKR85 | 54,46 | 0,19 | 5,44 | 0,55 | 6,33 | 0,10 | 31,58 | 1,24 | 0,18 | 100,07 |

Таблица 20. Составы клинопироксенов из ксенолитов лав Хамар-Дабана

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | Сумма |
|--------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| Влк. Тумусунский | | | | | | | | | | |
| L98/2 | 52,37 | 0,36 | 4,46 | 1,49 | 2,39 | 0,06 | 15,95 | 20,60 | 1,50 | 99,18 |
| 373/0 | 51,75 | 0,58 | 6,87 | 0,59 | 2,74 | 0,07 | 14,59 | 19,59 | 2,23 | 99,03 |
| L98/13 | 51,90 | 0,58 | 6,38 | 0,63 | 2,84 | 0,07 | 14,86 | 19,66 | 2,25 | 99,17 |
| L87/5 | 53,32 | 0,60 | 6,68 | 0,71 | 3,07 | 0,05 | 14,92 | 19,00 | 2,30 | 100,65 |
| L73/16 | 53,32 | 0,66 | 7,00 | 0,71 | 2,99 | 0,05 | 14,72 | 18,77 | 2,30 | 100,52 |
| L89 | 52,24 | 0,65 | 6,78 | 0,70 | 3,19 | 0,05 | 14,62 | 18,57 | 2,21 | 99,01 |
| L98/4 | 52,21 | 0,49 | 6,11 | 0,81 | 2,90 | 0,10 | 15,62 | 19,92 | 2,02 | 100,18 |
| 373/25 | 51,71 | 0,62 | 7,08 | 0,49 | 2,75 | 0,07 | 14,55 | 19,98 | 2,06 | 99,31 |
| L73/4 | 50,20 | 1,53 | 7,03 | 0,73 | 2,91 | 0,07 | 15,59 | 19,37 | 2,41 | 99,84 |
| 398/2 | 51,31 | 0,42 | 7,18 | 0,55 | 2,82 | 0,07 | 14,60 | 19,73 | 2,28 | 98,96 |
| L98/2L | 52,10 | 0,49 | 6,06 | 0,91 | 2,69 | 0,05 | 15,16 | 20,22 | 2,20 | 99,88 |
| Маргасанская сопка | | | | | | | | | | |
| L83/1 | 52,12 | 0,59 | 7,15 | 0,88 | 2,68 | 0,07 | 14,55 | 19,80 | 2,21 | 100,05 |
| 383/1 | 52,71 | 0,59 | 6,49 | 0,74 | 2,78 | 0,07 | 15,12 | 19,39 | 2,40 | 100,29 |
| L83/62 | 52,28 | 0,55 | 6,74 | 0,77 | 2,84 | 0,10 | 14,55 | 18,77 | 2,43 | 99,03 |
| 383/111 | 51,75 | 0,65 | 7,07 | 0,63 | 2,73 | 0,07 | 14,66 | 19,81 | 2,29 | 99,66 |
| L83/111 | 52,01 | 0,59 | 6,51 | 0,80 | 2,60 | 0,07 | 15,14 | 19,94 | 2,17 | 99,83 |
| L83/75 | 52,00 | 0,59 | 6,49 | 0,81 | 2,71 | 0,07 | 15,22 | 20,00 | 1,86 | 99,75 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|----------------------------|-------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|--------|
| "Северный" базальный поток | | | | | | | | | | |
| L100/16 | 53,07 | 0,37 | 5,41 | 1,02 | 2,43 | 0,07 | 16,03 | 20,81 | 1,54 | 100,75 |
| L100/9 | 51,52 | 0,47 | 5,59 | 0,97 | 2,35 | 0,10 | 15,32 | 20,60 | 1,70 | 98,62 |
| L100/1B | 52,02 | 0,40 | 5,35 | 0,97 | 2,29 | 0,06 | 15,56 | 21,00 | 1,53 | 99,18 |
| "Южный" базальный поток | | | | | | | | | | |
| L85/9 | 52,21 | 0,77 | 6,63 | 0,70 | 3,20 | 0,07 | 15,12 | 20,20 | 1,21 | 100,11 |
| L85/7 | 52,34 | 0,40 | 3,83 | 1,71 | 2,88 | 0,10 | 16,97 | 22,00 | 0,50 | 100,73 |
| L93/58 | 52,12 | 0,40 | 7,12 | 0,77 | 3,01 | 0,10 | 15,40 | 18,05 | 2,36 | 99,33 |
| "Синий горизонт" | | | | | | | | | | |
| L93/31 | 52,97 | 0,33 | 5,30 | 1,30 | 3,42 | 0,07 | 15,96 | 19,24 | 1,82 | 100,41 |
| 693/51 | 48,77 | 1,51 | 8,98 | 0,14 | 6,58 | 0,13 | 12,98 | 18,13 | 1,77 | 98,99 |
| Некк в верховьях р. Сухой | | | | | | | | | | |
| LKR77 | 52,15 | 0,22 | 5,77 | 0,94 | 3,92 | 0,10 | 17,80 | 17,07 | 1,21 | 99,18 |
| LKR78 | 50,70 | 0,47 | 6,93 | 0,76 | 4,47 | 0,10 | 17,15 | 16,88 | 1,20 | 98,66 |
| LKR79 | 51,47 | 0,55 | 7,49 | 0,70 | 4,43 | 0,10 | 16,90 | 16,53 | 1,51 | 99,68 |
| LKR80 | 50,83 | 0,51 | 7,40 | 0,69 | 4,12 | 0,10 | 16,38 | 17,12 | 1,45 | 98,60 |
| LKR81 | 52,23 | 0,52 | 6,32 | 0,91 | 2,68 | 0,07 | 15,30 | 20,35 | 1,92 | 100,30 |
| LKR83 | 51,18 | 0,48 | 7,35 | 0,83 | 3,88 | 0,10 | 16,57 | 17,20 | 1,56 | 99,15 |
| LKR84 | 51,49 | 0,59 | 6,51 | 0,84 | 5,17 | 0,10 | 16,91 | 17,94 | 1,00 | 100,55 |
| LKR85 | 51,82 | 0,55 | 6,75 | 0,95 | 3,72 | 0,10 | 16,86 | 18,27 | 1,46 | 100,48 |

Таблица 21. Составы оливинов из ксенолитов лав Хамар-Дабана

| Индекс | SiO ₂ | FeO | MnO | MgO | CaO | Сумма |
|----------------------------|------------------|-------|------|-------|-------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Влк. Тумусунский | | | | | | |
| L98/2 | 41,41 | 9,04 | 0,00 | 50,24 | 0,04 | 100,73 |
| L98/13 | 40,73 | 10,22 | 0,00 | 49,25 | 0,00 | 100,20 |
| L87/5 | 39,98 | 10,49 | 0,14 | 48,77 | 0,08 | 99,46 |
| L73/16 | 40,94 | 10,62 | 0,14 | 48,81 | 0,08 | 100,59 |
| L89 | 40,50 | 10,75 | 0,14 | 48,51 | 0,23 | 100,13 |
| L98/4 | 40,99 | 10,35 | 0,00 | 49,65 | 0,00 | 100,99 |
| 373/25 | 40,78 | 10,68 | 0,00 | 49,11 | 0,00 | 100,57 |
| L73/4 | 40,24 | 10,74 | 0,00 | 48,39 | 0,00 | 99,37 |
| 398/2 | 39,81 | 10,71 | 0,38 | 48,31 | 0,30 | 99,51 |
| L98/2L | 40,89 | 10,36 | 0,34 | 49,33 | 0,00 | 100,92 |
| Маргасанская сопка | | | | | | |
| L83/111 | 40,59 | 10,21 | 0,00 | 49,82 | 0,00 | 100,62 |
| "Северный" базальный поток | | | | | | |
| L100/16 | 41,09 | 9,36 | 0,10 | 50,16 | 0,00 | 100,71 |
| L100/9 | 40,88 | 8,94 | 0,10 | 49,05 | 0,08 | 99,05 |
| L100/1B | 34,86 | 0,00 | 7,45 | 0,05 | 58,37 | 100,73 |
| "Южный" базальный поток | | | | | | |
| L85/9 | 40,46 | 12,33 | 0,19 | 48,04 | 0,00 | 101,02 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---------------------------|-------|-------|------|-------|------|--------|
| "Синий горизонт" | | | | | | |
| L93/31 | 40,82 | 11,34 | 0,14 | 47,95 | 0,04 | 100,29 |
| Некк в верховьях р. Сухой | | | | | | |
| LKR77 | 40,88 | 9,78 | 0,14 | 48,13 | 0,08 | 99,01 |
| LKR78 | 40,30 | 12,30 | 0,19 | 46,69 | 0,07 | 99,55 |
| LKR79 | 40,50 | 10,80 | 0,14 | 47,71 | 0,08 | 99,23 |
| LKR80 | 41,60 | 10,16 | 0,15 | 48,55 | 0,08 | 100,54 |
| LKR81 | 41,00 | 9,96 | 0,14 | 48,89 | 0,00 | 99,99 |
| LKR83 | 40,70 | 9,86 | 0,14 | 48,22 | 0,08 | 99,00 |
| LKR84 | 39,68 | 12,86 | 0,19 | 46,30 | 0,07 | 99,10 |
| LKR85 | 41,60 | 9,94 | 0,15 | 48,90 | 0,12 | 100,71 |

Таблица 22. Составы шпинелей из ксенолитов лав Хамар-Дабана

| Индекс | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | Сумма |
|----------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| Влк. Тумусунский | | | | | | | |
| L98/2 | 0,00 | 43,23 | 25,48 | 13,09 | 0,00 | 16,80 | 98,60 |
| 373/0 | 0,16 | 61,89 | 5,42 | 10,20 | 0,00 | 20,72 | 98,39 |
| L98/13 | 0,21 | 58,89 | 8,95 | 10,40 | 0,00 | 20,56 | 99,01 |
| L87/5 | 0,21 | 59,28 | 8,25 | 10,79 | 0,14 | 20,35 | 99,02 |
| L73/16 | 0,16 | 60,37 | 7,35 | 11,05 | 0,14 | 20,81 | 99,88 |
| L98/4 | 0,20 | 57,00 | 10,27 | 11,99 | 0,00 | 19,55 | 99,01 |
| 373/25 | 0,10 | 62,69 | 4,32 | 10,13 | 0,00 | 21,50 | 98,74 |
| L73/4 | 0,21 | 60,76 | 6,77 | 10,61 | 0,00 | 21,14 | 99,49 |
| 398/2 | 0,10 | 63,30 | 3,67 | 10,23 | 0,09 | 21,19 | 98,58 |
| L98/2L | 0,20 | 56,60 | 11,61 | 11,75 | 0,14 | 19,32 | 99,62 |
| Маргасанская сопка | | | | | | | |
| L83/1 | 0,15 | 60,18 | 7,43 | 11,27 | 0,00 | 19,73 | 98,76 |
| 383/1 | 0,21 | 59,49 | 8,69 | 11,06 | 0,00 | 20,76 | 100,21 |
| L83/62 | 0,21 | 59,13 | 8,53 | 10,19 | 0,00 | 20,49 | 98,55 |
| 383/111 | 0,21 | 62,70 | 6,48 | 10,12 | 0,00 | 21,09 | 100,60 |
| L83/111 | 0,21 | 59,89 | 9,61 | 9,70 | 0,00 | 21,24 | 100,65 |
| L83/75 | 0,21 | 59,39 | 9,64 | 9,53 | 0,00 | 21,09 | 99,86 |
| "Северный" базальный поток | | | | | | | |
| L100/1B | 0,10 | 51,04 | 14,20 | 11,79 | 0,09 | 23,16 | 100,38 |
| "Южный" базальный поток | | | | | | | |
| L85/9 | 0,10 | 57,95 | 9,46 | 13,95 | 0,14 | 18,09 | 99,69 |
| L85/7 | 0,24 | 38,85 | 28,58 | 13,51 | 0,29 | 18,87 | 100,34 |
| "Синий горизонт" | | | | | | | |
| L93/31 | 0,24 | 47,23 | 21,06 | 14,16 | 0,17 | 16,74 | 99,60 |
| Некк в верховьях р. Сухой | | | | | | | |
| LKR78 | 0,31 | 55,29 | 11,39 | 13,75 | 0,14 | 20,17 | 101,05 |
| LKR80 | 0,31 | 59,32 | 8,60 | 11,76 | 0,09 | 20,11 | 100,19 |
| LKR81 | 0,21 | 58,38 | 10,30 | 10,66 | 0,14 | 20,80 | 100,49 |
| LKR83 | 0,26 | 57,76 | 10,27 | 11,61 | 0,14 | 20,72 | 100,76 |
| LKR84 | 0,44 | 50,86 | 12,37 | 16,99 | 0,13 | 18,58 | 99,37 |
| LKR85 | 0,21 | 57,03 | 12,22 | 11,59 | 0,14 | 19,94 | 101,13 |

Т а б л и ц а 23. Составы минералов из ксенолитов лав Тункинской долины

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | Сумма |
|---------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|--------|
| LT1E | 55,86 | 0,08 | 1,85 | 0,66 | 6,46 | 0,27 | 34,89 | 0,49 | 0,07 | 100,63 |
| LT10 | 40,30 | 0,00 | 0,03 | 0,05 | 9,82 | 0,19 | 48,76 | 0,08 | 0,00 | 99,23 |
| LT2D | 51,95 | 0,66 | 6,71 | 0,73 | 3,00 | 0,07 | 14,55 | 20,00 | 2,07 | 99,74 |
| LT20 | 41,56 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 9,81 | 0,15 | 49,27 | 0,00 | 0,00 | 100,79 |
| LT2S | 0,00 | 0,28 | 41,31 | 26,96 | 12,83 | 0,13 | 17,60 | 0,00 | 0,00 | 99,11 |
| 6T3E | 52,81 | 0,23 | 3,58 | 0,61 | 9,27 | 0,40 | 32,12 | 0,61 | 0,07 | 99,70 |
| 6T3S | 0,07 | 0,66 | 54,22 | 0,41 | 30,88 | 0,34 | 12,92 | 0,03 | 0,00 | 99,53 |
| 6T4D | 51,43 | 1,06 | 6,48 | 0,45 | 5,1 | 0,10 | 15,22 | 18,72 | 1,65 | 100,72 |
| 6T40 | 39,81 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 15,74 | 0,09 | 44,73 | 0,07 | 0,00 | 100,44 |
| 6T5D | 47,39 | 1,71 | 9,03 | 0,03 | 9,46 | 1,33 | 13,12 | 16,17 | 1,58 | 99,82 |
| 6T5E | 50,32 | 0,44 | 6,82 | 0,11 | 12,70 | 0,39 | 27,40 | 1,32 | 0,13 | 99,63 |
| 6T50 | 38,02 | 0,05 | 0,03 | 0,10 | 21,06 | 0,45 | 39,57 | 0,21 | 0,00 | 99,49 |
| 6T6D | 49,83 | 1,17 | 8,09 | 0,49 | 6,65 | 0,29 | 15,06 | 17,76 | 1,65 | 100,99 |
| 6T60 | 38,78 | 0,05 | 0,07 | 0,15 | 19,03 | 0,51 | 41,36 | 0,18 | 0,00 | 100,13 |
| 6T6S | 0,07 | 0,52 | 55,29 | 0,32 | 29,67 | 0,25 | 12,73 | 0,13 | 0,02 | 99,00 |
| 6T7D | 49,27 | 0,54 | 9,68 | 0,07 | 7,39 | 0,10 | 10,43 | 21,00 | 1,80 | 100,28 |
| 6T8D | 47,77 | 0,99 | 6,18 | 0,07 | 10,13 | 0,44 | 11,42 | 21,62 | 1,75 | 100,37 |
| KT-115E | 55,45 | 0,42 | 3,08 | 0,29 | 6,31 | 0,10 | 33,42 | 0,35 | 0,00 | 99,42 |
| LT-115S | 0,14 | 0,00 | 33,78 | 31,72 | 16,28 | 0,16 | 17,05 | 0,03 | 0,00 | 99,16 |

Т а б л и ц а 24. Составы амфиболов и флогопитов из перидотитовых ксенолитов лав Байкальской рифтовой зоны

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Сумма |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|-----|-----|-----|-------------------|------------------|-------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |

Амфиболы

Вигимское плоскогорье, гупы пикробазальтов

| | | | | | | | | | | | |
|---------|-------|------|-------|------|------|------|-------|------|------|------|-------|
| Q314/9 | 43,98 | 3,72 | 12,57 | 2,24 | 4,61 | 0,02 | 16,29 | 9,65 | 3,70 | 1,32 | 98,10 |
| Q313/17 | 43,90 | 4,12 | 11,71 | 2,55 | 4,21 | 0,05 | 16,71 | 9,28 | 3,62 | 1,55 | 97,90 |
| Q315/5 | 43,95 | 2,93 | 12,55 | 1,69 | 4,25 | 0,04 | 17,50 | 9,43 | 3,93 | 1,10 | 97,37 |

Баргойские вулканы

| | | | | | | | | | | | |
|---------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|------|-------|
| Pbp76 | 44,20 | 1,86 | 15,12 | 1,28 | 4,25 | 0,00 | 17,86 | 8,55 | 3,88 | 1,64 | 99,64 |
| Qbp73 | 43,28 | 2,12 | 14,91 | 0,94 | 4,32 | 0,00 | 17,35 | 10,10 | 3,62 | 1,15 | 97,79 |
| Qbp731 | 42,96 | 2,21 | 15,05 | 0,97 | 4,47 | 0,00 | 17,15 | 10,10 | 3,73 | 1,16 | 97,80 |
| Wb37 | 42,43 | 3,80 | 12,68 | 0,56 | 9,91 | 0,15 | 13,77 | 10,12 | 3,12 | 2,00 | 98,54 |
| Wb05 | 42,91 | 3,99 | 12,76 | 1,22 | 8,28 | 0,12 | 14,80 | 9,26 | 3,45 | 1,89 | 98,68 |
| Pbrt215 | 45,57 | 2,54 | 12,70 | 0,96 | 4,25 | 0,03 | 16,97 | 9,52 | 4,45 | 1,27 | 98,26 |
| P64/5* | 44,05 | 3,01 | 13,39 | 0,95 | 3,77 | 0,03 | 17,30 | 10,80 | 4,02 | 0,61 | 97,53 |
| Q38/6* | 44,10 | 2,69 | 12,83 | 1,05 | 3,55 | 0,04 | 17,01 | 10,86 | 3,09 | 1,34 | 96,56 |
| Q69/1 | 40,41 | 6,08 | 12,29 | 0,00 | 11,67 | 0,09 | 11,69 | 9,33 | 3,26 | 1,98 | 96,80 |
| W69/2v | 42,92 | 5,18 | 11,84 | 0,38 | 5,57 | 0,03 | 15,54 | 9,78 | 4,34 | 1,66 | 97,24 |
| 2bp72 | 44,53 | 2,47 | 13,98 | 0,34 | 6,33 | 0,12 | 16,30 | 9,59 | 4,06 | 0,53 | 98,25 |
| 5bp75 | 42,61 | 2,98 | 11,97 | 0,69 | 9,83 | 0,08 | 14,62 | 9,74 | 3,98 | 1,79 | 98,29 |
| Qbp70 | 44,36 | 2,40 | 14,06 | 0,88 | 4,27 | 0,08 | 17,71 | 10,96 | 3,58 | 1,16 | 99,46 |
| Q134b | 45,25 | 0,14 | 15,67 | 1,26 | 2,87 | 0,08 | 18,54 | 10,66 | 3,45 | 1,37 | 98,39 |
| 5134 | 43,38 | 2,65 | 14,48 | 0,18 | 8,11 | 0,09 | 15,37 | 9,73 | 3,36 | 1,73 | 99,08 |
| 5134* | 43,19 | 2,79 | 15,18 | 0,14 | 5,11 | 0,08 | 16,91 | 10,52 | 3,07 | 1,29 | 98,28 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|-------|-------|
| 5бр75* | 43,20 | 3,07 | 12,86 | 0,77 | 9,18 | 0,00 | 14,49 | 10,18 | 3,33 | 1,93 | 99,29 |
| Q354/7 | 45,02 | 0,81 | 13,97 | 1,56 | 3,63 | 0,03 | 18,84 | 9,13 | 4,60 | 0,43 | 98,02 |
| Q354/8 | 46,87 | 1,26 | 12,78 | 0,44 | 5,01 | 0,03 | 17,55 | 8,73 | 4,33 | 0,98 | 97,98 |
| <u>Флогопиты</u> | | | | | | | | | | | |
| Вигимское плоскогорье, гуфы пикробазальтов | | | | | | | | | | | |
| Гр313/15 | 40,38 | 5,03 | 14,19 | 1,78 | 4,70 | 0,02 | 19,11 | 0,00 | 0,37 | 10,20 | 95,78 |
| Влк. Кандидушка | | | | | | | | | | | |
| U281 | 37,44 | 4,85 | 16,56 | 1,19 | 5,00 | 0,04 | 19,89 | 0,00 | 0,67 | 10,20 | 95,84 |
| UKN150 | 39,54 | 4,26 | 16,74 | 1,29 | 4,58 | 0,02 | 19,11 | 0,10 | 0,57 | 9,95 | 96,16 |
| 01735 | 37,68 | 4,98 | 16,06 | 1,16 | 5,71 | 0,04 | 19,70 | 0,02 | 0,84 | 9,86 | 96,05 |
| 0302/12 | 39,33 | 6,09 | 14,18 | 1,04 | 5,14 | 0,10 | 19,08 | 0,00 | 0,61 | 10,18 | 95,75 |
| U17/152 | 40,04 | 4,72 | 14,53 | 1,06 | 4,83 | 0,10 | 19,71 | 0,00 | 0,51 | 9,46 | 94,96 |
| Баргойские вулканы | | | | | | | | | | | |
| Обр76 | 38,79 | 2,91 | 16,45 | 0,69 | 4,65 | 0,00 | 21,86 | 0,00 | 0,68 | 10,56 | 96,59 |
| 0643 | 38,42 | 4,00 | 17,05 | 1,02 | 4,94 | 0,05 | 21,19 | 0,04 | 0,45 | 11,13 | 98,29 |
| B37 | 38,47 | 6,80 | 14,38 | 0,46 | 10,12 | 0,07 | 17,23 | 0,00 | 0,61 | 10,20 | 98,34 |
| Pbrn/2* | 40,42 | 7,34 | 14,19 | 1,29 | 4,83 | 0,10 | 17,62 | 0,00 | 0,46 | 9,53 | 94,67 |
| Обр22 | 38,75 | 7,54 | 13,41 | 1,00 | 5,41 | 0,02 | 17,98 | 0,00 | 0,83 | 9,73 | 94,67 |
| Pbrt215 | 41,08 | 3,63 | 15,12 | 1,61 | 4,26 | 0,15 | 19,40 | 0,00 | 1,06 | 8,93 | 95,24 |
| Pbrt207 | 40,21 | 5,09 | 14,89 | 1,00 | 4,39 | 0,02 | 20,23 | 0,00 | 0,55 | 9,38 | 95,76 |
| W69/2v | 38,32 | 7,67 | 13,79 | 0,33 | 6,52 | 0,02 | 17,14 | 0,00 | 0,82 | 9,24 | 93,85 |
| Wb05 | 38,21 | 6,77 | 13,39 | 0,25 | 10,58 | 0,07 | 16,64 | 0,00 | 0,69 | 9,71 | 95,31 |
| Pbr76 | 38,79 | 2,91 | 16,45 | 0,69 | 4,65 | 0,00 | 21,86 | 0,00 | 0,68 | 9,56 | 95,59 |

Таблица 25. Состав мегакристаллов

| Индекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Сумма |
|--|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| <u>Клинопироксен</u> | | | | | | | | | | | |
| Вигимское плоскогорье, влк. Кандидушка | | | | | | | | | | | |
| КН61 | 49,60 | 1,01 | 8,63 | 0,00 | 8,18 | 0,38 | 13,67 | 15,72 | 2,42 | 0,02 | 99,63 |
| КН62 | 51,75 | 0,48 | 7,36 | 0,14 | 7,10 | 0,39 | 17,85 | 13,38 | 1,77 | 0,04 | 100,62 |
| КН63 | 51,90 | 0,55 | 7,29 | 0,21 | 6,1 | 0,33 | 18,05 | 13,62 | 1,73 | 0,00 | 100,29 |
| КН64 | 49,16 | 1,22 | 8,95 | 0,03 | 8,59 | 0,35 | 12,55 | 15,44 | 2,73 | 0,02 | 99,14 |
| КН65 | 49,24 | 1,15 | 9,00 | 0,03 | 8,48 | 0,35 | 12,87 | 15,46 | 2,64 | 0,02 | 99,24 |
| 302-46 | 49,50 | 1,43 | 8,40 | 0,00 | 8,05 | 0,13 | 12,38 | 15,82 | 2,79 | 0,04 | 98,54 |
| Потоки по р. Джигинде Амалатской | | | | | | | | | | | |
| 303-16 | 52,14 | 0,74 | 7,45 | 0,11 | 6,74 | 0,16 | 17,05 | 13,95 | 1,88 | 0,00 | 100,22 |
| 28/42 | 52,44 | 0,59 | 7,67 | 0,11 | 6,92 | 0,13 | 16,46 | 14,14 | 1,81 | 0,04 | 100,31 |
| 28/39 | 46,48 | 2,07 | 9,51 | 0,13 | 10,60 | 0,25 | 11,27 | 16,08 | 2,52 | 0,02 | 98,83 |
| 28/40 | 52,14 | 0,59 | 7,26 | 0,28 | 6,92 | 0,26 | 17,44 | 13,42 | 1,97 | 0,02 | 100,30 |
| 28/93 | 51,20 | 0,70 | 7,50 | 0,17 | 7,57 | 0,26 | 17,15 | 13,62 | 2,06 | 0,00 | 100,23 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--------------------------------------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|------|--------|
| 28/7 | 48,03 | 1,83 | 8,53 | 0,10 | 9,17 | 0,25 | 12,49 | 15,02 | 2,97 | 0,02 | 98,41 |
| 28/200 | 49,87 | 0,69 | 7,69 | 0,14 | 7,69 | 0,26 | 17,59 | 14,25 | 2,05 | 0,02 | 100,25 |
| Влк. Якша II | | | | | | | | | | | |
| 308/5 | 51,79 | 0,63 | 7,35 | 0,18 | 6,41 | 0,16 | 17,41 | 14,51 | 1,86 | 0,00 | 100,30 |
| 310-3 | 52,13 | 0,48 | 7,74 | 0,11 | 7,12 | 0,16 | 17,41 | 13,86 | 1,25 | 0,00 | 100,26 |
| Туфы пикробазальтов | | | | | | | | | | | |
| 315-1 | 51,63 | 0,80 | 6,51 | 0,00 | 6,85 | 0,10 | 14,96 | 17,02 | 2,18 | 0,06 | 100,11 |
| 3154.1 | 51,99 | 0,48 | 6,22 | 0,67 | 5,41 | 0,13 | 18,38 | 15,59 | 1,33 | 0,07 | 100,27 |
| 315-10 | 52,45 | 0,52 | 6,60 | 0,32 | 6,78 | 0,13 | 17,69 | 14,29 | 1,52 | 0,00 | 100,30 |
| 3152.1 | 52,98 | 0,52 | 6,43 | 0,25 | 6,08 | 0,20 | 18,14 | 14,53 | 1,15 | 0,00 | 100,28 |
| 315-5 | 51,16 | 0,95 | 7,61 | 0,00 | 7,85 | 0,13 | 14,26 | 15,77 | 2,10 | 0,00 | 99,83 |
| 315-7 | 46,79 | 1,37 | 8,07 | 0,03 | 8,92 | 0,12 | 12,70 | 17,29 | 3,25 | 0,06 | 98,60 |
| 3154.2 | 52,21 | 0,41 | 6,26 | 0,63 | 5,26 | 0,16 | 19,08 | 15,02 | 1,15 | 0,00 | 100,18 |
| 3152.2 | 51,96 | 0,48 | 7,14 | 0,28 | 6,25 | 0,13 | 17,92 | 14,70 | 1,33 | 0,07 | 100,26 |
| Бартойские вулканы | | | | | | | | | | | |
| 38/0-1 | 48,25 | 1,23 | 7,21 | 0,07 | 9,84 | 0,19 | 10,64 | 19,30 | 2,22 | 0,02 | 98,87 |
| 62/6 | 47,29 | 1,84 | 9,48 | 0,03 | 8,76 | 0,19 | 11,58 | 17,05 | 2,16 | 0,02 | 98,40 |
| 64/8 | 48,09 | 1,39 | 8,97 | 0,00 | 8,26 | 0,22 | 13,53 | 16,29 | 1,84 | 0,02 | 98,61 |
| 1/4 | 47,76 | 1,46 | 8,93 | 0,03 | 7,96 | 0,19 | 13,72 | 16,69 | 1,74 | 0,00 | 98,48 |
| 1/7 | 48,36 | 1,29 | 8,64 | 0,10 | 7,71 | 0,19 | 14,18 | 16,71 | 1,66 | 0,02 | 98,86 |
| 40/7 | 49,46 | 1,01 | 8,28 | 0,10 | 7,49 | 0,23 | 15,58 | 15,95 | 1,53 | 0,00 | 99,63 |
| 39/2 | 50,12 | 0,95 | 7,68 | 0,21 | 7,26 | 0,23 | 16,12 | 15,83 | 1,43 | 0,00 | 99,83 |
| 38/0-2 | 47,42 | 1,73 | 9,07 | 0,07 | 8,55 | 0,22 | 12,56 | 16,60 | 2,11 | 0,00 | 98,33 |
| 42/2 | 49,34 | 1,19 | 8,24 | 0,10 | 7,69 | 0,22 | 15,51 | 15,19 | 1,65 | 0,02 | 99,15 |
| 16/14 | 47,86 | 1,70 | 8,99 | 0,07 | 8,20 | 0,25 | 13,25 | 16,14 | 1,80 | 0,02 | 98,28 |
| 38/0 | 48,85 | 1,19 | 8,79 | 0,10 | 7,75 | 0,29 | 15,41 | 15,16 | 1,61 | 0,00 | 99,15 |
| 62/16 | 48,05 | 1,43 | 9,26 | 0,07 | 8,44 | 0,19 | 13,10 | 16,05 | 1,94 | 0,02 | 98,55 |
| 13/10 | 49,90 | 1,01 | 7,90 | 0,10 | 7,23 | 0,16 | 15,29 | 16,80 | 1,43 | 0,00 | 99,62 |
| 14/15 | 49,71 | 0,98 | 8,59 | 0,07 | 7,73 | 0,23 | 15,03 | 15,76 | 1,63 | 0,00 | 99,73 |
| 14/14 | 49,83 | 1,12 | 8,44 | 0,07 | 7,56 | 0,26 | 15,53 | 14,93 | 1,57 | 0,02 | 99,33 |
| 13/1 | 49,46 | 0,46 | 3,32 | 0,03 | 23,52 | 1,00 | 20,82 | 1,51 | 0,12 | 0,02 | 100,26 |
| Хамар-Табан, влк. Маргасанская сопка | | | | | | | | | | | |
| 83/11 | 46,31 | 0,76 | 11,25 | 0,10 | 5,66 | 0,13 | 12,47 | 22,77 | 0,70 | 0,02 | 100,17 |
| 8347 | 49,34 | 0,91 | 8,30 | 0,17 | 5,93 | 0,19 | 16,55 | 17,34 | 1,14 | 0,02 | 99,89 |
| 83/79 | 49,71 | 0,73 | 8,54 | 0,10 | 5,50 | 0,16 | 16,80 | 17,47 | 1,19 | 0,00 | 100,20 |
| 98/7 | 48,82 | 1,19 | 8,44 | 0,10 | 7,57 | 0,22 | 14,46 | 16,91 | 1,41 | 0,02 | 99,14 |
| 93/20 | 49,67 | 0,84 | 8,32 | 0,21 | 6,18 | 0,19 | 16,50 | 17,00 | 1,12 | 0,02 | 100,05 |
| 98/113 | 50,86 | 0,32 | 3,45 | 0,34 | 4,51 | 0,19 | 16,33 | 23,72 | 0,36 | 0,00 | 100,08 |
| 93/110 | 16,26 | 2,11 | 10,14 | 0,10 | 10,97 | 0,28 | 10,77 | 16,22 | 2,17 | 0,00 | 99,02 |
| 93/53 | 51,59 | 0,48 | 6,73 | 0,35 | 8,23 | 0,29 | 18,61 | 12,77 | 1,18 | 0,02 | 100,25 |
| "Серый горизонт" | | | | | | | | | | | |
| 86/2 | 50,29 | 0,54 | 6,82 | 0,14 | 5,08 | 0,32 | 13,68 | 22,34 | 1,05 | 0,02 | 100,28 |
| 86/30 | 49,32 | 0,80 | 8,40 | 0,14 | 8,44 | 0,19 | 16,56 | 15,04 | 1,23 | 0,00 | 100,12 |
| 86/306 | 50,87 | 0,70 | 7,49 | 0,17 | 7,72 | 0,23 | 17,55 | 13,72 | 1,79 | 0,00 | 100,24 |

Продолжение табл. 25

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|------|--------|
| 77/1 | 50,85 | 0,26 | 6,79 | 0,07 | 11,07 | 0,36 | 28,49 | 1,89 | 0,16 | 0,00 | 99,94 |
| 77/2 | 50,83 | 0,19 | 6,87 | 0,07 | 11,19 | 0,40 | 28,22 | 1,88 | 0,13 | 0,00 | 99,78 |
| Тункинская долина, р. Хобок | | | | | | | | | | | |
| 82/122 | 46,82 | 1,91 | 9,57 | 0,17 | 7,92 | 0,31 | 11,99 | 19,36 | 0,43 | 0,04 | 98,52 |
| T10 | 52,27 | 0,26 | 4,96 | 0,22 | 9,05 | 0,33 | 30,93 | 1,83 | 0,07 | 0,02 | 99,94 |
| <u>Щелочной полевой шпат</u> Витимское плоскогорье, влк. Кандидушка | | | | | | | | | | | |
| 302/41 | 67,24 | 0,04 | 21,27 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,76 | 3,72 | 4,93 | 102,92 |
| 302/69 | 65,25 | 0,02 | 21,44 | 0,00 | 0,12 | 0,00 | 0,00 | 0,85 | 8,99 | 4,54 | 101,21 |
| 17/46 | 65,69 | 0,00 | 20,43 | 0,00 | 0,16 | 0,00 | 0,00 | 1,13 | 8,81 | 4,07 | 100,29 |
| 307111 | 56,45 | 0,21 | 27,93 | 0,00 | 0,19 | 0,00 | 0,00 | 9,88 | 6,08 | 0,21 | 100,95 |
| 307.3 | 57,34 | 0,27 | 27,55 | 0,00 | 0,24 | 0,00 | 0,00 | 8,35 | 6,44 | 0,90 | 101,09 |
| 307/8 | 67,92 | 0,00 | 22,13 | 0,00 | 0,12 | 0,00 | 0,00 | 0,72 | 9,12 | 4,44 | 104,45 |
| Влк. Якша II | | | | | | | | | | | |
| 310/12 | 66,49 | 0,01 | 21,36 | 0,00 | 0,16 | 0,00 | 0,00 | 0,72 | 8,76 | 4,86 | 102,36 |
| 29/3 | 66,18 | 0,00 | 19,95 | 0,00 | 0,16 | 0,05 | 0,02 | 0,75 | 7,38 | 5,80 | 100,29 |
| 29/6 | 64,84 | 0,00 | 20,93 | 0,00 | 0,21 | 0,03 | 0,01 | 0,75 | 7,65 | 5,88 | 100,30 |
| Поток по р. Джилинде Амалатской | | | | | | | | | | | |
| 28/63 | 65,96 | 0,00 | 19,95 | 0,00 | 0,16 | 0,08 | 0,00 | 0,71 | 7,64 | 5,80 | 100,30 |
| 1/4 | 65,29 | 0,03 | 21,34 | 0,00 | 0,13 | 0,03 | 0,00 | 0,95 | 8,28 | 4,35 | 100,40 |
| Бартойские вулканы | | | | | | | | | | | |
| 14/14 | 65,46 | 0,00 | 20,92 | 0,00 | 0,13 | 0,03 | 0,02 | 1,17 | 7,55 | 5,02 | 100,30 |
| 62/16 | 65,42 | 0,00 | 20,60 | 0,00 | 0,16 | 0,00 | 0,02 | 1,15 | 7,87 | 5,08 | 100,30 |
| 54/0 | 65,82 | 0,03 | 21,06 | 0,00 | 0,13 | 0,00 | 0,00 | 1,07 | 7,17 | 5,11 | 100,39 |
| 62/6 | 65,54 | 0,03 | 20,67 | 0,00 | 0,16 | 0,03 | 0,00 | 1,01 | 7,94 | 5,03 | 100,41 |
| 57/8 | 65,53 | 0,06 | 21,12 | 0,00 | 0,13 | 0,00 | 0,00 | 1,18 | 7,44 | 5,02 | 100,50 |
| 1/7 | 65,23 | 0,09 | 21,32 | 0,00 | 0,16 | 0,03 | 0,00 | 1,16 | 7,59 | 5,02 | 100,60 |
| 13/1 | 63,72 | 0,00 | 21,35 | 0,00 | 0,16 | 0,03 | 0,00 | 2,17 | 8,76 | 4,12 | 100,31 |
| 13/2 | 65,90 | 0,03 | 20,49 | 0,00 | 0,13 | 0,05 | 0,00 | 2,16 | 7,89 | 3,74 | 100,39 |
| 12/2 | 58,15 | 0,47 | 23,70 | 0,00 | 1,04 | 0,05 | 0,16 | 10,30 | 5,34 | 2,09 | 101,30 |
| 6/2 | 58,73 | 0,03 | 25,59 | 0,00 | 0,21 | 0,05 | 0,01 | 6,84 | 7,81 | 1,12 | 100,39 |
| Влк. Тумусунский | | | | | | | | | | | |
| 73/15 | 62,62 | 0,00 | 22,59 | 0,00 | 0,19 | 0,00 | 0,02 | 3,72 | 8,53 | 2,64 | 100,31 |
| "Синий горизонт" | | | | | | | | | | | |
| 93/64 | 65,22 | 0,00 | 20,92 | 0,00 | 0,16 | 0,03 | 0,02 | 1,36 | 7,25 | 5,25 | 100,31 |
| 93/50 | 64,91 | 0,00 | 21,19 | 0,00 | 0,21 | 0,03 | 0,00 | 1,45 | 7,67 | 4,84 | 100,30 |
| 99/4 | 65,71 | 0,00 | 20,62 | 0,00 | 0,19 | 0,05 | 0,00 | 0,94 | 7,37 | 5,42 | 100,30 |
| 99/2 | 64,81 | 0,00 | 19,74 | 0,00 | 0,13 | 0,05 | 0,01 | 0,82 | 7,45 | 6,27 | 99,28 |
| "Серый горизонт" | | | | | | | | | | | |
| 86/25 | 65,71 | 0,00 | 19,64 | 0,00 | 0,11 | 0,00 | 0,01 | 0,42 | 9,91 | 3,50 | 99,30 |
| T3 | 56,92 | 0,00 | 25,67 | 0,00 | 0,26 | 0,00 | 0,01 | 7,38 | 7,50 | 2,64 | 100,30 |

Продолжение табл. 25

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--------------------------------------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|------|--------|
| T20* | 60,09 | 0,00 | 24,94 | 0,00 | 0,21 | 0,03 | 0,03 | 6,19 | 7,31 | 1,49 | 100,29 |
| <u>Амфиболы</u> | | | | | | | | | | | |
| Бартойские вулканы | | | | | | | | | | | |
| 13/10 | 40,14 | 3,95 | 13,76 | 0,02 | 17,61 | 0,24 | 8,73 | 10,32 | 2,68 | 2,34 | 99,79 |
| 16/14 | 39,92 | 4,26 | 14,47 | 0,01 | 13,60 | 0,14 | 10,83 | 10,46 | 2,81 | 2,35 | 98,85 |
| 64/8 | 40,69 | 3,93 | 14,05 | 0,03 | 14,16 | 0,18 | 10,65 | 10,15 | 2,89 | 2,39 | 99,12 |
| 57/8 | 41,22 | 4,10 | 14,22 | 0,03 | 14,20 | 0,21 | 10,67 | 10,43 | 2,76 | 2,36 | 100,20 |
| 36/0 | 41,07 | 4,20 | 14,30 | 0,03 | 13,39 | 0,20 | 11,21 | 10,41 | 2,93 | 2,42 | 100,16 |
| 65/3 | 41,22 | 6,43 | 11,88 | 0,00 | 12,87 | 0,10 | 11,55 | 9,94 | 4,10 | 2,20 | 100,29 |
| <u>Ti-Биотиты</u> | | | | | | | | | | | |
| Бартойские вулканы | | | | | | | | | | | |
| 62/6 | 35,83 | 5,43 | 14,53 | 0,03 | 19,28 | 0,23 | 9,32 | 0,01 | 0,78 | 9,45 | 94,89 |
| 39/2 | 38,77 | 6,29 | 14,47 | 0,03 | 13,54 | 0,11 | 12,11 | 0,04 | 1,01 | 8,83 | 94,20 |
| 36/0 | 35,65 | 5,65 | 14,57 | 0,07 | 20,67 | 0,21 | 8,72 | 0,00 | 0,76 | 9,47 | 95,77 |
| 14/15 | 35,43 | 5,86 | 14,73 | 0,02 | 19,67 | 0,08 | 9,24 | 0,08 | 0,64 | 9,66 | 95,41 |
| 16/14 | 35,93 | 5,81 | 14,78 | 0,00 | 19,71 | 0,05 | 8,98 | 0,07 | 0,67 | 9,68 | 95,68 |
| 62/14 | 33,96 | 5,50 | 17,10 | 0,03 | 20,17 | 0,07 | 8,75 | 0,05 | 0,74 | 9,41 | 95,78 |
| 14/14 | 35,00 | 5,17 | 13,70 | 0,08 | 21,56 | 0,18 | 8,32 | 0,07 | 0,67 | 9,40 | 94,15 |
| 354/17 | 39,18 | 9,00 | 13,60 | 0,04 | 10,26 | 0,02 | 15,81 | 0,00 | 0,77 | 9,86 | 98,54 |
| <u>Гранаты</u> | | | | | | | | | | | |
| Бартойские вулканы | | | | | | | | | | | |
| 13/10 | 40,16 | 0,69 | 22,39 | 0,00 | 12,63 | 0,59 | 17,03 | 5,08 | 0,07 | 0,04 | 98,68 |
| 38/0 | 40,39 | 0,65 | 21,95 | 0,02 | 13,24 | 0,59 | 16,91 | 5,05 | 0,03 | 0,02 | 98,85 |
| 64/01 | 40,82 | 0,69 | 22,26 | 0,14 | 12,48 | 0,64 | 16,51 | 5,11 | 0,04 | 0,01 | 98,70 |
| 64/02 | 41,84 | 0,21 | 22,95 | 0,36 | 9,37 | 0,43 | 10,40 | 4,61 | 0,02 | 0,01 | 100,20 |
| 64/03 | 41,52 | 0,18 | 22,51 | 0,16 | 11,97 | 0,59 | 18,21 | 4,97 | 0,01 | 0,01 | 100,16 |
| 38/01 | 40,63 | 0,63 | 22,25 | 0,09 | 13,47 | 0,63 | 16,00 | 5,21 | 0,04 | 0,01 | 98,96 |
| 38/02 | 40,27 | 0,65 | 22,16 | 0,15 | 12,82 | 0,59 | 17,15 | 5,01 | 0,04 | 0,01 | 98,85 |
| 39/2 | 40,32 | 0,67 | 22,10 | 0,15 | 12,28 | 0,69 | 17,47 | 5,04 | 0,03 | 0,01 | 98,76 |
| 36/0 | 40,13 | 0,78 | 21,71 | 0,10 | 13,93 | 0,71 | 15,59 | 5,35 | 0,04 | 0,01 | 98,35 |
| Витимское плоскогорье | | | | | | | | | | | |
| 28/462 | 41,11 | 0,39 | 22,17 | 0,09 | 12,05 | 0,28 | 18,80 | 5,23 | 0,06 | 0,00 | 100,16 |
| <u>Оливины</u> | | | | | | | | | | | |
| Витимское плоскогорье | | | | | | | | | | | |
| 17/23 | 33,35 | 0,05 | 0,03 | 0,00 | 14,16 | 0,32 | 46,41 | 0,07 | 0,00 | 0,00 | 99,39 |
| Хамар-Дабан, влк. Маргасанская сопка | | | | | | | | | | | |
| 83/3 | 39,93 | 0,00 | 0,10 | 0,05 | 12,47 | 0,28 | 46,21 | 0,19 | 0,06 | 0,00 | 99,29 |

Окончание табл. 25

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---|-------|-------|------|------|-------|------|-------|------|------|------|--------|
| Тункинская долина, р. Хобок | | | | | | | | | | | |
| T20* | 33,10 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 48,47 | 1,44 | 15,95 | 0,25 | 0,03 | 0,00 | 99,30 |
| <u>Ильмениты</u> Витимское плоскогорье | | | | | | | | | | | |
| 28/92 | 0,08 | 51,17 | 0,58 | 0,00 | 41,45 | 0,50 | 5,72 | 0,08 | 0,02 | 0,00 | 99,60 |
| Тункинская долина, р. Хобок | | | | | | | | | | | |
| T3* | 0,08 | 42,95 | 0,84 | 0,00 | 49,42 | 0,49 | 5,14 | 0,04 | 0,85 | 0,00 | 99,81 |
| <u>Шпинели и магнетиты</u> Витимское плоскогорье | | | | | | | | | | | |
| 28/92 | 0,06 | 16,84 | 3,44 | 0,05 | 74,47 | 0,32 | 3,85 | 0,04 | 0,01 | 0,00 | 99,08 |
| Байкальские вулканы | | | | | | | | | | | |
| D12 | 0,24 | 10,40 | 5,19 | 0,03 | 79,88 | 0,87 | 2,13 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 98,79 |
| bm1 | 0,25 | 7,68 | 4,67 | 0,00 | 85,43 | 0,93 | 1,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 100,00 |
| bm2 | 0,16 | 12,98 | 4,55 | 0,00 | 78,31 | 0,90 | 1,42 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 98,32 |
| bm3 | 0,21 | 6,35 | 4,12 | 0,07 | 86,17 | 0,79 | 0,72 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 98,43 |
| bm4 | 0,17 | 16,08 | 4,78 | 0,04 | 76,06 | 0,72 | 1,10 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 98,95 |
| Хамар-Дабан, влк. Маргасанская сопка | | | | | | | | | | | |
| 83/79 | 0,06 | 18,06 | 5,86 | 0,25 | 67,78 | 1,05 | 5,96 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 99,02 |
| Влк. Тумусунский | | | | | | | | | | | |
| 73/0-2 | 0,04 | 45,86 | 0,91 | 0,15 | 46,24 | 0,42 | 4,68 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 98,30 |
| 73/21 | 0,11 | 15,62 | 5,67 | 0,11 | 72,80 | 0,75 | 3,22 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 98,31 |
| "Синий горизонт" | | | | | | | | | | | |
| 93/20 | 0,11 | 18,20 | 6,20 | 0,00 | 67,92 | 0,70 | 4,96 | 0,26 | 0,00 | 0,00 | 98,35 |
| "Серый горизонт" | | | | | | | | | | | |
| 86/29 | 0,28 | 15,29 | 6,18 | 0,04 | 74,94 | 0,69 | 1,30 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 98,77 |

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Предисловие | 3 |
| Глава I. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны | 5 |
| Глава II. Общая характеристика ксенолитов | 25 |
| Глава III. Факторы и процессы, влияющие на состав минералов глубинных включений. Взаимосвязь между составом породы и составом минералов | 49 |
| Глава IV. Термометрия и ее приложение к петрологии ультраосновных включений | 78 |
| Глава V. Эволюция глубинных расплавов по продуктам их фракционирования | 90 |
| Глава VI. Модели эволюции мантийного вещества Байкальской рифтовой зоны | 101 |
| Заключение | 114 |
| Список литературы | 115 |
| Приложение | 127 |

Научное издание

Ащепков Игорь Викторович

ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ
БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Редактор издательства Е.И. Тимофеева

Художественный редактор М.Ф. Глазырина

Технический редактор Н.М. Остроумова

ИБ № 34642

Сдано в набор 15.11.90. Подписано к печати 18.02.91. Формат 70 x 100 1/16.
Бумага типографская № 2. Офсетная печать. Усл. печ.л. 13. Усл.кр.-отт. 13,3.
Уч.-изд.л. 12,2. Тираж 570 экз. Заказ № 376. Цена 2 р. 40к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука", Сибирское отделение,
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.