

Б. А. Марковский

В. К. Ротман

**ГЕОЛОГИЯ
И ПЕТРОЛОГИЯ
УЛЬТРАОСНОВНОГО
ВУЛКАНИЗМА**



Б. А. Марковский
В. К. Ротман

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ УЛЬТРАОСНОВНОГО ВУЛКАНИЗМА

3721



«Недра» Ленинградское отделение
Ленинград
1981



Марковский Б. А., Ротман В. К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма.— Л.: Недра, 1981.— 247 с.

Предлагаемая работа является первой в мировой литературе сводкой, посвященной обобщению и анализу материалов о проявлениях ультраосновного вулканизма. Она основана как на оригинальных материалах детально изученной авторами Камчатской ультраосновной вулканической провинции, так и на характеристике главных типов ультраосновных вулканических провинций мира. Проведенный анализ показывает, что извержение ультраосновных вулканитов происходило на протяжении всей истории формирования земной коры в различных геотектонических условиях. Геологические данные свидетельствуют о реальности существования ультраосновных расплавов и несомненной возможности достижения ими земной поверхности. Не противоречат этому выводу и обсуждаемые в работе результаты экспериментального плавления природных и искусственных ультраосновных составов. Изучение ультраосновных вулканитов, выяснение особенностей и свойств соответствующих им расплавов позволяет по-новому подойти к решению ряда проблем магматической геологии и петрологии, представляющих интерес для широкого круга геологов.

В работе рассмотрены вопросы состава исходного вещества мантийных магм, генетических соотношений ультраосновных и основных магм, генезиса гипербазитов и др. Дана оценка потенциальной рудоносности ультраосновных вулканических пород в связи с их глубинным мантийным генезисом.

Книга предназначена для геологов, занимающихся петрологией, геологической съемкой и поисками месторождений полезных ископаемых.

Ил. 57, фототабл. 5, табл. 35, список лит. 100 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук, профессор *Н. Ф. Шинкарев* (ЛГУ).

© Издательство «Недра», 1981

М 20805—348
043(01)—81 «Подписное» БЗ—27—142—1980 1904020000

ПРЕДИСЛОВИЕ

Обнаружение в течение двух последних десятилетий во многих районах мира ультраосновных вулканических пород явилось важным событием в геологии и петрологии. Наряду с породами, слагающими дайки, силлы и диатремы, были встречены ультраосновные лавы, туфы, вулканические брекчии и гиалокластиты, что делает их вулканическое происхождение несомненным. Ультраосновные вулканициты были выявлены среди образований различного возраста — от архея до кайнозоя, в самых различных тектонических условиях: среди вулканических комплексов докембрийских зеленокаменных поясов, в геосинклинально-складчатых системах, где они нередко входят в состав офиолитов, в зонах рифтов и на платформах. Эти данные свидетельствуют о том, что ультраосновной вулканизм с различной интенсивностью проявлялся на протяжении всей геологической истории Земли. Таким образом, можно считать, что однозначно решен длительный спор между геологами, указывавшими на первично-вулканическое происхождение некоторых серпентинитов, и петрологами-экспериментаторами, согласно данным которых чрезвычайно высокие температуры плавления ультрамафических составов ограничивают возможность генерации соответствующих расплавов и препятствуют достижению ими земной поверхности. Были проведены эксперименты по плавлению природных ультраосновных вулканицитов, показавшие реальность их генерации в условиях температур и давлений мантии в присутствии летучих компонентов.

Несмотря на относительно незначительные масштабы проявления ультраосновных вулканических пород, важность их изучения не вызывает сомнения. Большую роль, например, может играть исследование ультраосновных вулканицитов при решении «офиолитовой проблемы». Несмотря на определенный прогресс, достигнутый за последние годы, вопрос о генезисе офиолитов остается в значительной степени дискуссионным. Обнаружение ультраосновных вулканических пород в составе офиолитовых ассоциаций ряда регионов и выявление особенностей их кристаллизации в поверхностных условиях открывают новые возможности интерпретации генезиса офиолитов, демонстрируя существенное участие ультраосновных расплавов в их формировании и указывая на связь части офиолитов с зонами глубинных разломов.

Выявление плутонических аналогов ультраосновных вулканитов позволяет более дифференцированно подходить к решению вопроса о генезисе полнокристаллических гипербазитов. Ультраосновные вулканиты, являясь продуктами мантийных расплавов, поступавших на земную поверхность с минимальными изменениями состава, предоставляют ценную информацию о составе вещества глубинных зон Земли. Тесная связь ультраосновных вулканитов с вулканическими породами иного состава позволяет ставить вопрос об их генетических соотношениях и о процессах генерации соответствующих им расплавов.

Существенное значение имеет и практический аспект изучения ультраосновных вулканитов, с которыми в ряде районов мира ассоциирует сульфидно-никелевое оруденение. Открытие сульфидно-никелевых месторождений этого типа значительно изменило экономику отдельных стран, например Австралии. Некоторое сходство ультраосновных вулканитов с кимберлитами позволяет предполагать потенциальную алмазоносность отдельных их разновидностей.

Затронутые вопросы далеко не исчерпывают круг проблем, связанных с ультраосновным вулканизмом, что свидетельствует об актуальности его изучения.

Предлагаемая работа является первой сводкой данных о геологических условиях проявления и о петрологии ультраосновных вулканических пород. Она основывается на оригинальных материалах, полученных авторами при изучении ультраосновной вулканической провинции Камчатки, на результатах исследования петрохимии, геохимии и минералогии меймечитов и пикритов Маймеча-Котуйского региона, предпринятого Б. А. Марковским совместно с Э. А. Ландой и Э. А. Багдасаровым, а также на обобщении большого количества данных, содержащихся в статьях советских и зарубежных ученых. Неоднородный характер материала, различная степень изученности ультраосновных вулканитов, которые часто интенсивно преобразованы вторичными процессами, ограничивают полноту всестороннего анализа проблем ультраосновного вулканизма и объясняют некоторую неравномерность освещения отдельных вопросов.

Детальная характеристика Камчатской провинции позволяет составить достаточно полное представление об ультраосновном вулканизме, связанном с раннегеосинклинальным режимом. В этом отношении Камчатка может рассматриваться как типоморфная провинция так же, как Маймеча-Котуйская провинция является типоморфной для платформенного режима. Уникальность Камчатской провинции в качестве объекта исследования определяется малоизмененным характером ультраосновных вулканитов, позволившим получить объективную характеристику их вещественного состава, широким набором тел ультраосновных вулканитов, соответствующих различной глубине вскрытия вулканических аппаратов, а также большим фаціальным разнообразием вулканических пород. Тесная ассоциация ультраосновных вулка-

нитов Камчатки с базальтами и базит-гипербазитовыми интрузивными комплексами позволяет наметить генетические взаимоотношения всех этих пород, что может иметь важное значение при изучении интенсивно метаморфизованных образований зеленокаменных поясов и других геосинклинально-складчатых областей.

Представляется также полезным продемонстрировать, что ультраосновные вулканиты из разных регионов, часто получающие вследствие своей «экзотичности» местные названия, обладают общими особенностями состава, связанными с условиями их генерации в глубоких частях мантии. Наконец, сопоставление разновозрастных ультраосновных вулканитов является одним из путей, на котором можно не только решать вопросы эволюции ультраосновного вулканизма, но и наметить определенную эволюцию вещества глубинных зон Земли.

Авторы считают своей задачей привлечь внимание широких кругов геологов к проблемам ультраосновного вулканизма, долгое время находившегося в «тени». Можно надеяться, что изложенные материалы будут способствовать дальнейшему изучению уже известных проявлений ультраосновных вулканитов, поискам новых, а также ревизии результатов изучения некоторых сильно метаморфизованных ультраосновных пород, которые ранее априорно рассматривались в качестве плутонических. Вместе с тем следует предостеречь исследователей от другой крайности — отнесения к вулканическим породам каких-либо гипербазитов без всестороннего анализа их геологических, структурно-текстурных, минералого-петрографических, петрохимических и геохимических особенностей. Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность М. И. Хотинной, выполнившей значительную часть минералогических исследований, и О. П. Кузиной, обеспечившей выполнение графики.

Относительно редкая встречаемость ультраосновных вулканитов заставляет остановиться на вопросе их распознавания среди других ультраосновных пород. Представляется, что основным критерием принадлежности пород к вулканическим образованиям является их структура — «самый важный генетический признак породы помимо ее геологического положения», по мнению В. Н. Лодочникова [1946 г.]. Это положение — необходимое уточнение широко принятого в вулканологии принципа, согласно которому все породы, формирующиеся в связи с вулканической деятельностью, называются вулканическими. Именно структурные особенности пород в первую очередь позволяют разграничивать субвулканические разновидности и комагматичные вулканитам интрузивные образования. Главным подтверждением существования самостоятельных проявлений ультраосновного вулканизма мы считаем обнаружение ультраосновных лав с шаровой и подушечной отдельностью, а также различных пирокластических (гиалокластических) пород, сложенных обломками таких лав.

До сравнительно недавнего времени ультраосновные вулканические породы в достоверно эффузивных либо пирокластических фациях были неизвестны. Ставились под сомнение, обычно со ссылками на известные эксперименты Н. Л. Боуэна, как сама возможность возникновения ультраосновных расплавов, так и способность достижения ими земной поверхности. Это определило отсутствие четкого места ультраосновных вулканитов в общей систематике магматических пород и привело к тому, что обнаруженные в последнее время в разных районах Земли ультраосновные вулканические породы или описываются под общим неопределенным термином «ультраосновные вулканиты», «перидотитовые лавы», или рассматриваются как экзотические образования и соответственно получают местные названия, такие, например, как «меймечиты» или «перидотитовые коматииты», несмотря на существование термина «пикрит», предложенного в 1866 г. Г. Чермаком и широко введенного в петрографическую литературу Г. Розенбушем для обозначения эффузивных аналогов перидотитов. При этом Г. Розенбуш вполне справедливо основывался в первую очередь на особенностях структуры, а не на геологическом положении пикритов, достоверно известных в то время лишь в субвулка-

нических фациях. Пикрит в его понимании представляет собой существенно оливиновую породу, содержащую авгит, амфибол, иногда в незначительном количестве плагиоклаз, биотит, магнетит и апатит. Г. Розенбуш предложил различать собственно «пикриты», т. е. полнокристаллические породы и «пикритовые порфириды» — породы того же состава, но с микрокристаллической или стекловатой основной массой.

В дальнейшем термин «пикрит» широко и неоднозначно понимался и использовался в литературе различными авторами, в том числе, например, и для обозначения богатых оливином базальтов, меланократовых нефелиновых пород и др. В частности, представление о пикритах как высокомагнезиальных базальтах широко распространено в настоящее время в зарубежной петрологической литературе. Вопросы номенклатуры пикритов и эволюция самого термина «пикрит» достаточно подробно были обсуждены Н. П. Михайловым и Ю. Л. Семеновым [29]. Было отмечено, что расхождения в понимании термина «пикрит» возникли практически сразу же после его введения в петрологическую литературу в связи с различным подходом к вопросу о генетической природе пикритов, которые рассматривались как продукты ультраосновной или основной магмы. Не останавливаясь на различных толкованиях этого термина, отметим, что А. Н. Заварицкий [1956 г.] относил пикриты к группе жильных и эффузивных ультраосновных бесполовошпатовых пород и понимал пикрит как существенно ультраосновную породу с преобладанием оливина и незначительным содержанием или полным отсутствием модалного плагиоклаза, имеющую текстурно-структурные признаки вулканического или субвулканического происхождения. При этом А. Н. Заварицкий отмечал несколько повышенное содержание в пикритах глинозема, извести и щелочей относительно большинства полнокристаллических гипербазитов. Последнее обстоятельство явилось основанием для ряда петрологов рассматривать пикриты в качестве самостоятельной группы ультрамафитов, отличающейся по составу от перидотитов.

Термин «меймечит» был предложен В. Н. Котульским в сороковых годах для породы из бассейна р. Маймечи, содержащей вкрапленники оливина в витрофировой основной массе. Изучение генетически единых ультраосновных вулканических пород этого региона привело в дальнейшем к распространению различных терминов, таких как «меймечит», «пикрит», «оливиновый пикрит», «пикритовый порфирит», «порфиристый перидотит», которые нередко использовались для обозначения пород одинакового минерального и химического состава. При этом иногда получали различные названия породы, связанные постепенными взаимопереходами в пределах единого тела и различающиеся количеством вкрапленников оливина, степенью раскристаллизации основной массы, либо некоторыми вариациями в химизме при сходстве минерального состава [10, 18, 29].

Термин «коматит» был введен в петрологическую литературу братьями М. и Р. Вильён [96] для обозначения высокомагнезиальных базальтов и ультрамафических вулканических пород архейского возраста Южной Африки по названию р. Комати, где они впервые были обнаружены. Эти две разновидности коматитов были соответственно названы «базальтовыми» и «перидотитовыми». В дальнейшем этот термин стал широко использоваться применительно к ультраосновным вулканическим породам докембрийских зеленокаменных поясов Африки, Австралии, Канады, а затем районов Скандинавского и других щитов. Характерными особенностями перидотитовых коматитов являются их высокомагнезиальный состав и специфическая кристаллическая закалочная структура — «спинифекс», названная так Р. В. Несбитом [85] по некоторому ее внешнему сходству с австралийским растением. Структура спинифекс определяется развитием дендритовидных, ажурных кристаллов оливина и(или) клинопироксена, иногда хромшпинелидов. Особенно характерны радиально, хаотически расположенные, пересекающиеся или одинаково ориентированные группы параллельно сросшихся кристаллов оливина (клинопироксена), отличающихся плоско вытянутыми таблитчатыми и лейстовидными формами индивидов. Размер сросшихся «блоковых» кристаллов, образующих структуру спинифекс, достигает иногда первых сантиметров, реже первых десятков сантиметров.

Вулканические и субвулканические породы докембрийских зеленокаменных поясов, характеризующиеся этой структурой, получили наряду с перидотитовыми коматитами название «спинифекс-перидотитов», а также «архейских зеленокаменных перидотитов». Помимо структурных отличительных особенностей были предложены химические диагностические признаки коматитов: $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, $\text{MgO} > 9$ вес. %, $\text{K}_2\text{O} < 0,9$ вес. %, причем породы с содержанием $\text{SiO}_2 < 46$ вес. % соответственно отнесены к перидотитовым, а с $\text{SiO}_2 = 46 \div 53$ вес. % к базальтовым коматитам [96, 97]. Для выявления специфических особенностей химизма коматитов и их отличия от других «классов» пород М. и Р. Вильёны предложили диаграммы $\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (вес. %) и $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (вес. %). В дальнейшем канадские геологи, на основе постоянной ассоциации в зеленокаменных поясах ультрамафических вулкаников с вулканиками основного, а иногда и среднего состава предложили выделять «коматитовую серию», охватывающую составы вулканических пород от перидотитовых до андезитовых с выделением коматитов перидотитовых ($\text{MgO} > 20$ %), пироксенитовых ($\text{MgO} = 12-20$ %), базальтовых ($\text{MgO} < 12$ %) [49].

Характерными отличительными особенностями пород коматитовой серии от вулкаников толеитовой серии, также широко варьирующих по составу от «пикритов до дацитов», по мнению Н. Т. Арндта и др. [49], являются соответственно более низкое содержание в коматитах TiO_2 , более низкое отношение в них Fe/Mg для данных значений Al_2O_3 и более высокая концентрация

MgO, Cr₂O₃, NiO. Названные серии предложено различать с применением диаграмм вес. %): Al₂O₃—FeO*/(FeO*+MgO), где FeO* — суммарное железо, пересчитанное на FeO (рис. 1), и TiO₂—SiO₂. Л. С. Йенсенем [71] для диагностики вулканитов коматитовой, толентовой и известково-щелочной серий предложена «катионная» диаграмма Al₂O₃—(FeO+Fe₂O₃+TiO₂)—MgO.

В настоящее время, однако, накоплено много данных, свидетельствующих о том, что предложенные химические критерии определения коматитов являются общими для вулканических пород широкого диапазона, включая, например, ряд разновидностей океанических базальтов [56]. Было установлено, что перидотитовые коматиты различных регионов существенно разнятся по отношению CaO/Al₂O₃. Так, подобные породы Австралии, Канады, Родезии характеризуются, как правило, отношением CaO/Al₂O₃ < 1, а к породам «специфической» коматитовой серии согласно петрохимическим критериям М. и Р. Вильёны [96, 97], Н. Т. Арндта и др. [49] следует отнести, например, «молодые» пикриты Камчатки и других регионов (рис. 1). Вместе с тем «типоморфные» коматиты Африки на классификационной диаграмме Н. Т. Арндта и др. [49] оказываются в поле толентовой серии. Неоднозначными оказались и структурные особенности перидотитовых коматитов, так как наряду с их разновидностями со структурой спинифекса даже в пределах единых маломощных потоков постоянно наблю-

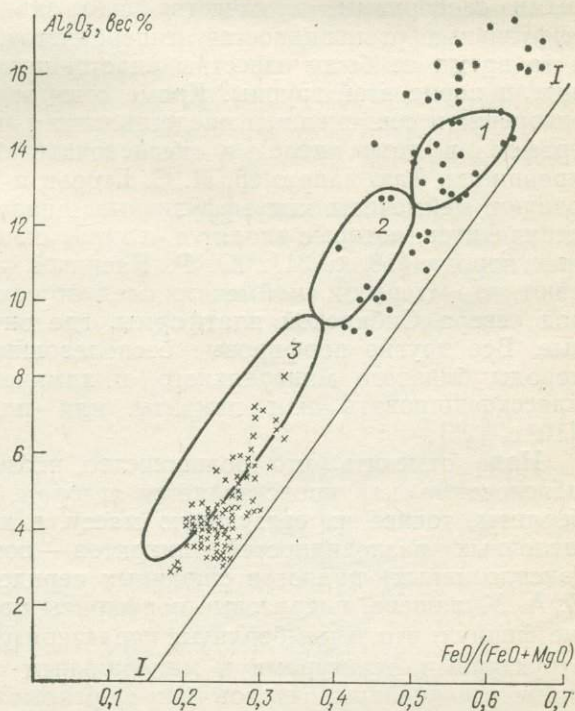


Рис. 1. Диаграмма FeO/(FeO+MgO)—Al₂O₃, по А. Надретту и Л. Кабри [1976 г.].

Крестики — пикриты Камчатки; точки — авгиты и базальты Камчатки, ассоциирующие с пикритами; 1—3 — коматиты из района Манро-Тауншип (Канада) [49]; 1 — базальтовые, 2 — пироксенитовые, 3 — перидотитовые; линия 1—1 — граница пород коматитовой и толентовой серий.

дается широкий диапазон порфировых и порфиroidных пород. «Хаотическое» состояние коматитовой номенклатуры признают и сами исследователи этих пород [48].

Как следует даже из этого краткого обзора, терминология и номенклатура ультраосновных вулканических пород противоречивы и не разработаны. Проведенное обобщение материала по ультраосновным вулканическим породам мира и статистическая обработка 450 анализов ультраосновных вулканических и субвулканических пород, включая меймечиты и перидотитовые коматиты, показала, как изложено ниже, что все эти породы, несмотря на региональные, фациальные и внутрифациальные вариации их состава, обладают общностью минералого-петрографических, структурных особенностей и сходством химического состава, свидетельствующими об их принадлежности к единому семейству, которое представляется правильным именовать «пикритовым». Пикриты, таким образом, рассматриваются как практически бесполовошпатовые ультраосновные вулканические породы — эффузивные аналоги перидотитов.

Этот термин, несмотря на некоторое изменение его первоначального содержания, является традиционным для обозначения субвулканических и вулканических пород ультраосновного состава. В этом отношении мы развиваем представления таких петрографов, как Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, В. Н. Лодочников, А. Н. Заварицкий, рассматривавших пикриты, хотя и с некоторыми оговорками, в качестве субвулканических и, возможно, эффузивных разновидностей гипербазитов, несмотря на то что в то время не были известны «настоящие» эффузивные представители пород этой группы. Кроме того, эта точка зрения не противоречит и современным представлениям многих советских петрографов, в том числе и исследователей Маймеча-Котуйской провинции. Так, например, Л. С. Егоров и Н. П. Сурина рассматривают меймечиты как эффузивные аналоги богатых оливином перидотитов, которые входят в «единое семейство пикритовых горных пород» [18, с. 31]. Ю. Р. Васильев и В. В. Золотухин считают, что «термин «меймечит» следует сохранить только для пород севера Сибирской платформы, где они были описаны впервые. Все другие порфировые бесполовошпатовые ультраосновные породы близкого минерального и химического состава следует классифицировать как пикриты или пикритовые порфириты» [10, с. 125].

Надо отметить, что большинство исследователей, достаточно обоснованно, как представляется авторам, рассматривают и кимберлиты, точнее их связующую массу, в качестве специфических щелочных разновидностей пикритов — возможных эффузивных (эксплозивных) аналогов слюдяных перидотитов. Так, по мнению В. А. Милашева, пикритовые порфириты присутствуют часто в тех же фациях, что и кимберлиты, характеризуются сходными с ними структурами, текстурами и минеральным составом, а «по содержанию важнейших окислов они «перекрываются» с подавляющим

большинством кимберлитов, идентичны с последними по содержанию высокомагнезиального оливина, пикроильменита, хромшпинелидов» [27, с. 38—39]. Рассмотрение кимберлитов, однако, в силу специфичности их состава, выходит за рамки настоящей работы.

Накопление большого материала по химизму пикритов позволило в настоящее время достаточно обособленно выявить соответствие состава последних лишь определенным типам перидотитов, а именно составам лерцолитов—плагиоклазовых перидотитов—верлитов, что хорошо иллюстрируется диаграммой А—S (рис. 2). Каких-либо аналогов более магнезиальных гипербазитов, таких как оливиниты, дуниты, среди семейства пикритов не обнаружено, что свидетельствует об ошибочности рассмотрения меймечитов, например, в качестве полустекловатой фации дунитов.

Остановимся кратко на некоторых принципиальных вопросах систематики и классификации ультраосновных вулканических пород, которая несомненно должна строиться на единой основе, общей для вулканических пород различного состава. Согласно решению терминологической комиссии Петрографического комитета [1978 г.] в основу классификации вулканических пород, учитывая их неполнокристаллический характер, положен химизм. Основными дискриминантами при разделении групп и рядов пород предложено считать SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (вес. %). Границей между базальтами и ультраосновными вулканическими породами является значение $\text{SiO}_2 = 44 (\pm 2)$ вес. %. Представляется правильным подразделение ультраосновных вулканических пород на две основные подгруппы по содержанию в них магния (или их «мафичности»): ультрамафические, представленные семейством пикритов, и мафические ультраосновные породы, к которым относятся авгититы, анкармиты и некоторые другие вулканические породы.

Следует отметить, что зарождение тенденции перехода как к базальтам, так и к мафическим ультраосновным вулканикам намечается уже в семействе пикритов. Эта тенденция выявляется на бинарной вариационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (вес. %), которая обычно используется для общей классификации вулканических пород (рис. 3).

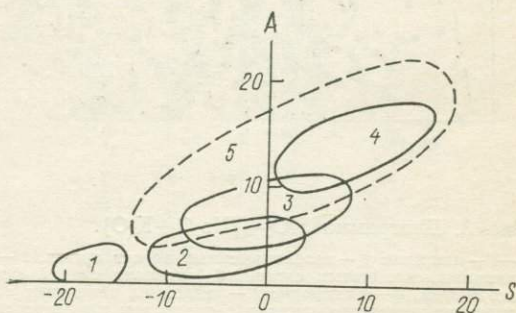


Рис. 2. Диаграмма А—S, по Л. В. Дмитриеву и др. [16].

1—4 — поля средних составов гипербазитов мира: 1 — оливиниты и дуниты, 2 — гарцбургиты, 3 — лерцолиты, 4 — верлиты; 5 — поле составов ультраосновных вулканических пород мира; $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$, вес. %; $S = \text{SiO}_2 - (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$, вес. %.

Результаты обобщения обширного материала по пикритам и статистической обработки их анализов приведены в табл. 1, где намечены граничные значения семейства пикритов по химизму, приведено подразделение пикритов на основные виды по особенностям минерального состава и выделены разновидности пикритов по степени их раскристаллизации, текстуре и структуре основной массы.

Граничными статистическими значениями семейства пикритов, как следует из таблицы, являются содержания (вес. %): $\text{SiO}_2 = 36(\pm 2) \div 44(\pm 2)$, $\text{MgO} = 20(\pm 2) \div 33(\pm 2)$ и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0 \div 2(\pm 1)$, причем количество $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в подавляющем большинстве разновидностей пикритов не превышает 0,6. В связи с тенденцией щелочей концентрироваться в стекловатой основной

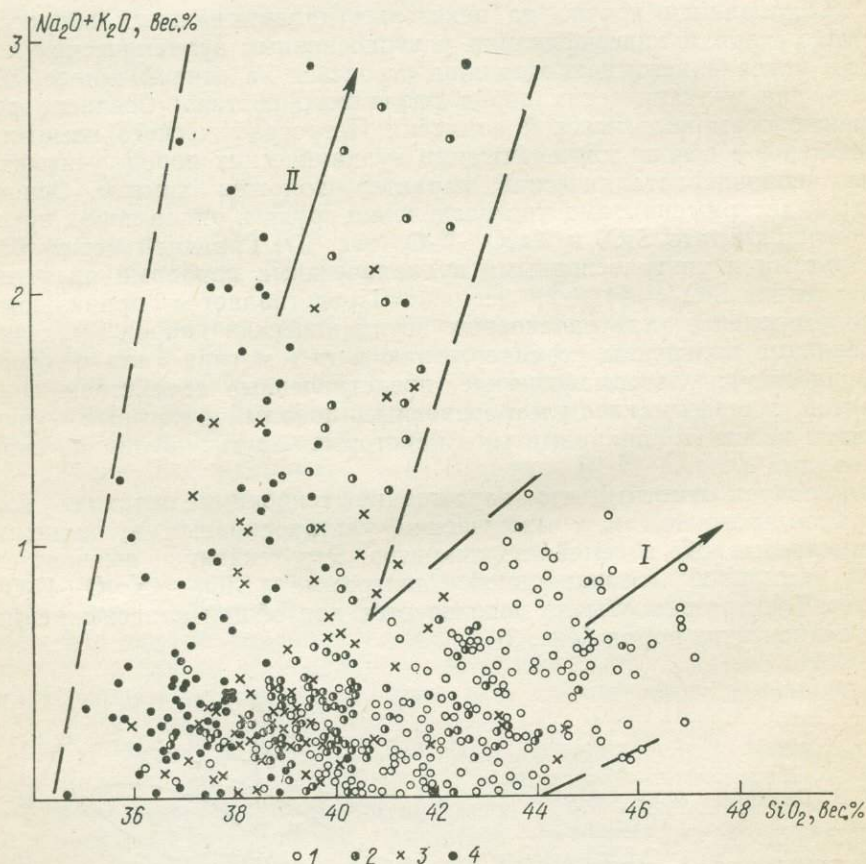


Рис. 3. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

1—4 — пикриты: 1 — зеленокаменных поясов щитов, 2 — ранних стадий формирования геосинклинально-складчатых систем, 3 — поздних стадий формирования геосинклинально-складчатых систем, 4 — платформ; I — тенденция изменения состава с переходом к базальтам; II — тенденция изменения состава с переходом к ультраосновным мафическим породам.

Классификация и характеристика ультраосновных вулканических и субвулканических пород

Семейство	Пикриты			
Классификационные признаки: граничные содержания SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, MgO (вес.%) типоморфные минералы вкрапленников минералы основной массы характерные акцессорные минералы	$36(\pm 2) \leq \text{SiO}_2 \leq 44(\pm 2)$; $0 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 2(\pm 1)$; $20(\pm 2) \leq \text{MgO} \leq 33(\pm 2)$ Оливин (Fo_{85-95}) \pm клинопироксен (диопсид-авгит), амфибол, флогопит (биотит) Клинопироксен (диопсид-авгит, эгирин-авгит, титан-авгит) \pm оливин (Fo_{85-95}), амфибол, биотит (флогопит), магнетит—титаномagnetит, редко плагиоклаз Хромшпинелиды \pm гранаты, циркон, апатит, сульфиды			
Виды пикритов по присутствию типоморфных минералов	Оливиновые	Пироксеновые	Амфиболовые	Флогопитовые (биотитовые)
Характеристика химизма (окислы, вес.%)	$36(\pm 2) \leq \text{SiO}_2 \leq 44(\pm 2)$; $0 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 1$; $20(\pm 2) \leq \text{MgO} \leq 33(\pm 2)$		$38(\pm 2) \leq \text{SiO}_2 \leq 44(\pm 2)$; $0,4 \leq \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 2(\pm 1)$; $20(\pm 2) \leq \text{MgO} \leq 24(\pm 2)$	
Разновидности пикритов по: степени раскристаллизации структуре основной массы текстуре	Афировые, порфиновые, порфиroidные Витрофировые, микролитовые, со структурой спинифекс		Порфиroidные, порфировые Микролитовые	
Характерные особенности видов	От оливиновых к флогопитовым (биотитовым) пикритам возрастает степень кристалличности, а также увеличиваются содержания SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, CaO , Al_2O_3 . Преимущественно в основной массе амфиболовых и флогопитовых пикритов появляется плагиоклаз (до 10 %)			

массе пикритов, повышенные содержания Na_2O и K_2O далеко не всегда находят отражение в минеральном составе пород. С другой стороны, нередко даже при относительно невысоком содержании Na_2O и K_2O в хорошо раскристаллизованных пикритах появляются флогопит, биотит, амфибол и клинопироксен, обогащенный эгириновым компонентом. Следует заметить, что степень «кристалличности» пикритов в целом возрастает от оливковых к флогопитовым (биотитовым) разновидностям. В этом же направлении в пикритах в большинстве случаев возрастает содержание SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, CaO , Al_2O_3 и более вероятным становится присутствие модального плагиоклаза, нормативное содержание которого существенно во всех разновидностях пикритов.

При выделении видов пикритов, учитывая «сквозное» присутствие в их составе оливина, последний в названии породы опускаем. Таким образом, например, пикрит с вкрапленниками оливина и пироксена следует называть пироксеновым, а с вкрапленниками оливина, пироксена и флогопита — флогопит-пироксеновым при преобладании пироксена и т. п.

В предложенной классификации легко находят свое место и такие специфические разновидности пикритов, как перидотитовые коматиты или меймечиты. Первые будут классифицироваться преимущественно как афировые оливиновые пикриты со структурой спинифекс (или коматитовые пикриты), вторые — как оливковые пикриты с микролитовой или витрофировой структурой основной массы, массивной либо миндалекаменной текстуры.

Геолого-структурное положение
ультраосновных вулканитов

Общие черты геологического строения Камчатки

Обнаружение ультраосновных вулканических пород на Камчатке представляет собой интерес, поскольку это первая находка подобных образований в пределах системы островных дуг Тихого океана. Все известные к настоящему времени выходы ультраосновных вулканитов на Камчатке сосредоточены в хребтах Тумроке и Валагинском, которые вместе с хр. Кумроч составляют протяженный Восточный хребет. Параллельно последнему вдоль оси Камчатского полуострова протягивается Срединный хребет. Эти два хребта, разделенные Центральнокамчатской депрессией, образуют горный «костяк» Камчатки. В Центральнокамчатской депрессии расположены главные действующие вулканы полуострова, на протяжении последних десятилетий привлекающие к себе внимание разнообразием типов вулканической деятельности — от мощного направленного взрыва вулкана Безымянного в 1956 г. до базальтового извержения вулкана Толбачик в 1975 г. К востоку от Восточно-Камчатского хребта протягивается вплоть до Курильских островов другая цепочка вулканов, входящая в «огненное кольцо» Тихого океана и составляющая вместе с глубоководным желобом характерный элемент современной Курило-Камчатской тектонической системы.

Таким образом, ультраосновные вулканиты Камчатки находятся в одном из наиболее активных вулканических районов мира. Первые находки ультраосновных вулканических пород (оливин-пироксеновых пикритов) в Валагинском хребте были сделаны М. И. Горяевым в 1962—1964 гг. В 1965 г. Э. Н. Эрлихом были обнаружены ультраосновные вулканиты в хр. Тумрок (устное сообщение). Вслед за этим авторами в 1966—1978 гг. было принято специальное изучение Камчатской ультраосновной вулканической провинции. В эти же годы в разных районах Восточно-Камчатского хребта ультраосновные вулканиты были описаны В. А. Селиверстовым и А. Г. Цикуновым [35 и др.], Э. Н. Эрлихом и др. [43]. Указанными работами ограничиваются исследования Камчатской ультраосновной вулканической провинции.

Срединный и Восточный хребты, практически лишенные проявлений современного вулканизма, представляют собой орографическое выражение двух главных элементов кайнозойской структуры Камчатки — поднятий островных дуг. Срединный хребет в конце палеогена, в неогене и в начале четвертичного времени

был протяженной зоной активного вулканизма — вулканической дугой, аналогичной современным островным дугам, таким как Большая Курильская, Алеутская и др. Кайнозойские образования здесь представлены преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, прорванными небольшими телами интрузивных пород. Вулканические породы относятся к типичной «известково-щелочной серии островных дуг», среди них преобладают андезиты и андезито-базальты, а интрузивные породы представлены габбро, диоритами и гранодиоритами. Восточно-Камчатский хребет на протяжении большей части кайнозоя представлял собой узкое линейно вытянутое поднятие, аналогичное внешним дугам современных островных дуг, таким, например, как Малая Курильская дуга. Осадконакопление происходило лишь в отдельных участках, по-видимому, соответствовавших понижениям между островами. Лишь в конце плиоцена здесь начался вулканизм известково-щелочного типа.

Остальные элементы кайнозойской структуры Камчатки представлены прогибами, расположенными в тылу поднятий (Западно-Камчатский прогиб), между ними (Центральнокамчатский прогиб) или перед их фронтом (Восточно-Камчатский прогиб). Восточно-Камчатский прогиб отделен от Тихого океана и Берингова моря поднятиями полуостровов Шипунского, Кроноцкого и Камчатского Мыса. Прогибы выполнены мощными толщами кайнозойских осадочных пород, содержащих значительную примесь вулканокластического материала. Все перечисленные поднятия и прогибы имеют северо-восточную ориентировку и обычно ограничены разломами такого же направления. Однако в структуре Камчатки большая роль принадлежит системе разломов поперечного (северо-западного) направления, которыми определяются блоковое строение земной коры (рис. 4) и различная магматическая проницаемость отдельных блоков начиная еще с «доостроводуговой» стадии развития.

Кайнозойские поднятия и прогибы Камчатки заложены на общем основании, в качестве которого выступают верхнемеловые геосинклиналильные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи. Лишь в южной части Срединного хребта, в Ганальском хребте на юго-востоке Камчатки и в Хавывенском выступе на севере выходят метаморфические образования, имеющие допозднемеловой возраст (условно палеозойский и мезозойский). Наиболее протяженные выходы верхнемеловых пород на Камчатке находятся в пределах главных кайнозойских поднятий — в южной части Срединного хребта, где они окаймляют упоминавшийся выше выступ метаморфических пород, в Восточно-Камчатском хребте и на полуостровах Кроноцком и Камчатского Мыса. Местами, однако, выходы верхнемеловых пород встречаются также среди кайнозойских отложений, выполняющих прогибы. Это позволяет получить достаточно полное представление о составе и характере их распространения, что имеет важное значение, поскольку именно с верхнемеловыми вулканогенно-осадочными породами ассоциируют

ультраосновные вулканыты. Выходы вулканогенно-осадочных и вулканических пород позднемелового возраста оконтуривают протяженную геосинклиналь, охватывающую большую часть Камчатского полуострова, а на севере примыкающую к Берингову морю южную часть Корякского нагорья (Олюторский прогиб).

Спецификой вулканических и вулканогенно-осадочных пород Камчатской геосинклинали является их базальтовый состав. Породы более кислого состава (андезиты, дациты) встречаются исключительно редко. Иногда с базальтами ассоциируют трахиты. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные толщи, достигающие значительной мощности (до 10—12 км), прорваны интрузивными гипербазит-базитовыми комплексами. Таким образом, позднемеловая стадия развития Камчатки характеризовалась исключительно интенсивным проявлением базитового магматизма. Сопоставление с литературными данными показало, что распространение верхнемеловых базальтовых вулканогенно-осадочных толщ и ассоциирующих с ними базит-гипербазитовых комплексов не ограничивается упомянутыми выше районами Камчатки и Корякского нагорья и что их аналоги присутствуют в основании многих островных дуг, окаймляющих западную окраину Тихого океана. Это послужило основанием для выделения Периокеанического пояса, представляющего собой специфический окраинно-океанический тип геосинклинали.

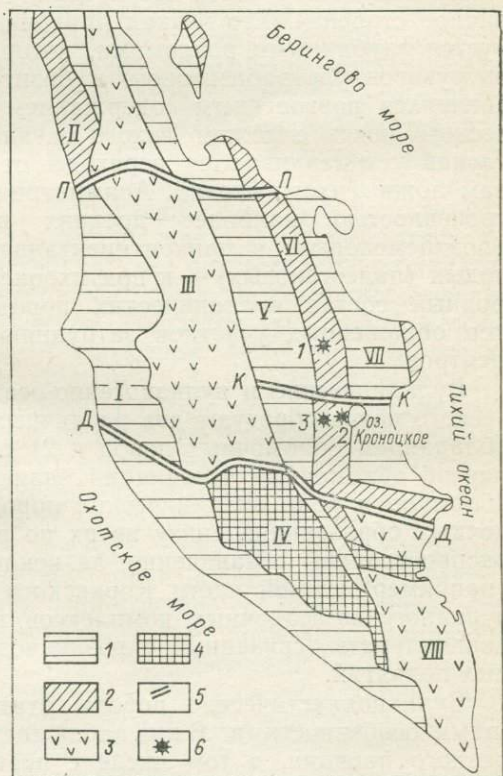


Рис. 4. Тектоническая схема Камчатки с участками развития ультраосновных вулканиитов.

1 — прогибы, выполненные палеогеновыми и неогеновыми осадочными породами; 2—4 — поднятия: 2 — сложенные позднемеловыми—палеогеновыми вулканогенными породами, 3 — сложенные неогеновыми—четвертичными вулканогенными породами (вулканические дуги), 4 — сложенные метаморфическими породами; 5 — главные структурные швы (Д—Д — Диагональный, П—П — Палаанский, К—К — Кроноцкий); 6 — участки распространения ультраосновных вулканиитов: 1 — Северный; 2 — Центральный; 3 — Южный. Римские цифры: I — Тигильский прогиб, II — Кинкильское поднятие, III — Центральнокамчатская дуга, IV — Срединный выступ, V — Центральнокамчатский прогиб, VI — Восточно-Камчатское поднятие, VII — Восточно-Камчатский прогиб, VIII — Курило-Южно-Камчатская дуга.

Остановимся несколько подробнее на характеристике Периокеанического пояса в пределах Камчатки, так как это имеет непосредственное отношение к условиям извержения ультраосновных вулканитов. Время формирования пояса охватывает конец мела (начиная с сенона) и начало палеогена, причем из-за миграционного характера геосинклинальных процессов удаленные от Тихого океана и Берингова моря районы раньше подверглись складчатости и в них раньше прекратился базальтовый вулканизм. Вследствие этого Периокеанический пояс имеет асимметричное строение. Его четкая приконтинентальная граница фиксируется глубинными разломами, которые трассируются цепочками интрузивов ультрабазитового и базитового состава, иногда отличающихся повышенным содержанием K_2O . Граница Периокеанического пояса с ложем Тихого океана менее отчетливая; в ряде случаев устанавливаются переходы от структур пояса к структурам ложа Тихого океана. Асимметрия пояса подчеркивается приуроченностью наиболее древних вулканических образований (позднемеловых) к приконтинентальной стороне, а наиболее молодых (палеогеновых) — к притихоокеанской стороне пояса. Однородный состав вулканических пород и фрагментарный характер обнаженных участков затрудняют выявление вулканических центров.

Вулканические и вулканогенно-осадочные породы Периокеанического пояса образуют два различных типа ассоциаций: 1) с преобладанием обломочных пород и 2) с преобладанием лав. Общей чертой обломочных ассоциаций является увеличение размерности обломков и роли вулканических пород за счет вулканогенно-осадочных образований снизу вверх по разрезу. Кремнистые породы распространены ограниченно, за исключением отдельных районов (например, южной части Корякского нагорья). В верхней части вулканогенно-осадочных комплексов нередко присутствуют туфоконгломераты, связанные с возникновением и развитием подводных поднятий.

Вулканокластические породы этих комплексов обладают общими особенностями. В них наблюдается градационная слоистость разного порядка, в том числе с постепенным уменьшением размерности обломков от вулканических брекчий до тонкозернистых слоистых вулканомиктовых и кремнистых пород. Характерна постепенная смена по разрезу и по латерали вулканогенно-осадочных пород собственно вулканическими. Так, постоянно наблюдаются переходы массивных лав в шаровые, а последних в агломератоподобные вулканические брекчии с обломками шаров и «подушек» и затем в более мелкообломочные вулканические брекчии с увеличивающимся количеством цемента вплоть до мелкозернистых вулканомиктовых слоистых песчаников. Состав обломков в пределах одного слоя или пачки отличается большим разнообразием. При этом обломки представлены исключительно вулканическими породами — лавами, обломками их основной массы и минералами вкрапленников. Последние нередко образуют прослой

почти мономинеральных пироксеновых, плагиоклазовых пород, состоящих из практически целых, нераздробленных кристаллов. Обычно угловатая форма обломков. В среднезернистых и тонкозернистых вулканомиктовых песчаниках, а также кремнистых породах нередко присутствуют остатки радиолярий и фораминифер. Следует также отметить сходство состава вулканокластических пород и лав.

Все приведенные выше данные свидетельствуют о синхронности процессов вулканизма и осадконакопления и о своеобразной обстановке, в которой происходило формирование рассматриваемых комплексов. Эта обстановка характеризовалась, во-первых, значительным влиянием водной среды на внутреннее строение накапливающихся в результате вулканической деятельности толщ и, во-вторых, таким способом транспортировки материала, который обусловил четкую дифференциацию обломков по размеру, исключив их окатывание. Постоянные переходы от лав через вулканические брекчии к разнозернистым вулканокластическим породам и полная аналогия последних с вулканокластическими породами, непосредственно не связанными с лавами, позволяют считать, что образование всех вулканокластических пород связано с единым процессом. Сходство этих пород с «гиалокластитами», описанными А. Ритманом [1964 г.], или, что то же самое, с «аквагенными туфами» Д. Карлайла [1963 г.], а также широкое развитие подобных образований в пределах современных океанов позволяют считать, что главным механизмом дезинтеграции и грануляции расплава при поступлении его на морское дно в пределах Перикоеанического пояса были не эксплозивные извержения, затрудненные глубоководными условиями вулканизма, а термальное дробление лавы при взаимодействии ее с морской водой. Как установлено океанологическими работами последних лет, гиалокластиты чрезвычайно широко распространены в пределах современных океанов, что позволило, например, Э. Бонатти [1970 г.] выделить специфический океанический «гиалокластитовый тип вулканизма». Одним из характерных признаков гиалокластитов в отличие от пирокластических пород является то, что кристаллы вкрапленников обычно не подвергаются дроблению, они отделяются от основной массы в виде индивидуализированных зерен.

В начальный период образования вулканогенно-осадочных комплексов извержения носили, видимо, характер излияния из трещин, а затем по мере развития подводных поднятий локализовались в отдельных центрах. В это время наряду с гиалокластитовыми и эффузивными извержениями стали возможными и выбросы пирокластики, что объясняет присутствие пепловых прослоев в верхних частях некоторых комплексов.

В транспортировке вулканического материала от места извержения к подножию растущих вулканических построек важная роль принадлежала насыщенным грубыми обломками подводным лавинам — своеобразным аналогам наземных лахаров. Вулкани-

ческие брекчии, слагающие значительную часть рассматриваемых комплексов, вероятнее всего, были отложены именно из таких лавин. Основные особенности строения более тонкообломочных пород вулканогенно-осадочных толщ находят свое объяснение при сопоставлении их с современными глубоководными осадками океанов, в том числе осадками абиссальных равнин. Считается, что в транспортировке и отложении последних главная роль принадлежит турбидным потокам. При этом многие вулканогенные осадки океанов также были отложены турбидными потоками. Большое сходство с современными турбидитами мелкообломочных пород Периокеанического пояса указывает на важную роль турбидных потоков в переносе и отложении вулканического материала.

Условия интенсивного подводного разрушения вулканических аппаратов, переноса, переотложения и перемешивания вулканического материала, приведшие к образованию мощных (свыше 10 км) вулканогенно-осадочных толщ, не способствовали сохранению отдельных вулканов, реконструировать которые удастся лишь в исключительных случаях.

Второй тип ассоциаций пород, характерных для Периокеанического пояса, представлен лавами базальтов и связанными с ними кремнистыми породами. Лавам присуща шаровая и подушечная отдельность. Вулканогенно-осадочные толщи этого типа обладают значительно меньшей мощностью, чем описанные выше (до 2—3 км). Можно предполагать, что эти ассоциации образовались в результате спокойного излияния лав на морское дно. Обычно по латерали или по разрезу базальто-кремнистые ассоциации пород сменяются ассоциациями первого типа, которые были названы нами «базальто-турбидитовыми».

Следует подчеркнуть, что для рассмотренных ассоциаций пород на Камчатке характерно отсутствие интенсивных складчатых дислокаций и признаков значительных горизонтальных перемещений (зон дробления, меланжа и т. п.). Напротив, нередко наблюдаются постепенные переходы от вулканогенно-осадочных пород к осадочным, образующим внешнее (приконтинентальное) обрамление Периокеанического пояса.

Не менее рельефно специфические черты Периокеанического пояса выступают при изучении состава его вулканических пород. Представлены они преимущественно базальтами (рис. 5), среди которых постоянно присутствуют щелочные разновидности (щелочные оливинные базальты и базаниты) с высоким содержанием K_2O (до 3—5 %). Последние обычно приуро-

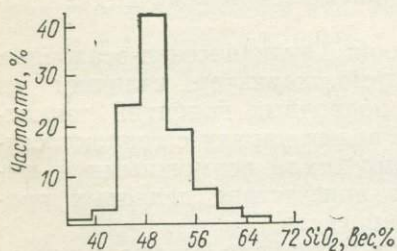


Рис. 5. Распределение по содержанию SiO_2 вулканических пород Периокеанического пояса (720 анализов).

чены к приконтинентальной части пояса, тогда как в приокеанической части распространены нормативно кварцевые и низкокальциевые толеиты. Отмечается также изменение состава базальтов вдоль пояса. Породы среднего и кислого состава присутствуют в резко подчиненном количестве.

Ассоциирующие с вулканогенно-осадочными толщами интрузивные комплексы также отличаются большим разнообразием. В приконтинентальной части пояса распространены интрузивы оливинит-клинопироксенит-габбро-сиенитовой ассоциации, которые в направлении океана сменяются интрузивами дунит-гарцбургит-габбро-гранодиоритовой ассоциации.

Таким образом, своеобразие Периокеанического пояса (во всяком случае его Корьякско-Камчатского региона) заключается в чрезвычайно интенсивном проявлении базитового и гипербазитового магматизма в ходе его развития, в широком разнообразии базальтовых магм, в глубоководной обстановке вулканизма, в тесной связи пояса со структурами океана. Все эти особенности, равно как и миграция активных вулканических процессов во времени в сторону океана, по-видимому, объясняются положением пояса в зоне перехода от коры континентального типа к коре океанической. Эта зона обладала высокой магматической проницаемостью в связи с широким развитием здесь сети глубоких разломов, «узлы» которой были особенно благоприятными для проникновения расплавов из самых глубоких горизонтов мантии.

Геологическое строение Восточно-Камчатского поднятия

Все известные к настоящему времени выходы ультраосновных вулканических пород сосредоточены в пределах Восточно-Камчатского поднятия (см. рис. 4) — в северной части Валагинского хребта и в хр. Тумрок. Восточно-Камчатское поднятие состоит из системы блоков, ограниченных разломами северо-восточного и северо-западного направлений. Между приподнятыми блоками обычно располагаются молодые вулканические сооружения плиоцен-четвертичного возраста.

В строении поднятия принимают участие главным образом позднемеловые вулканогенные и интрузивные образования и в меньшей степени меловые, палеогеновые и неогеновые осадочные породы. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные образования представлены валагинской серией, которая согласно и с постепенными переходами залегает на песчаниках и аргиллитах (местами филлитизированных) условно мелового возраста, а перекрывается флишоидными терригенными породами датского яруса — палеогена, с которыми она также связана постепенными переходами. Валагинская серия может быть разделена на ряд толщ, связанных постепенными переходами.

Нижняя толща (рис. 6) сложена переслаивающимися мелкообломочными, реже среднеобломочными вулканомиктовыми породами, пелитовыми и кремнистыми породами. В вулканомиктовых породах изредка наблюдается градиацион-

ная слоистость. Обломки в них представлены кристаллами пироксена, амфибола, глаукоклаза, магнетита и кусочками основной массы лав. Мощность нижней толщи достигает 3,5—4 км.

Выше залегает толща, которая отличается от нижней более крупнообломочным характером вулканомиктовых пород и присутствием слоев вулканических брекчий и потоков лав. Снизу вверх в ней растет размерность обломочного материала, так что в верхней части преобладают вулканические брекчии. Здесь же появляются потоки лав. Мощность толщи составляет 1,8—1,9 км.

Выше лежит толща переслаивающихся лав, часто имеющих шаровую или подушечную отдельность, и вулканических брекчий. При этом иногда преобладают лавы, а иногда брекчии. Подушечные и шаровые лавы часто связаны с вулканическими брекчиями породами переходного типа, которые содержат крупные обломки шаров и подушек. Эти породы аналогичны описанным Д. Карлайлом [1963 г.] подводным «подушечным брекчиям». Состав обломков в одном слое брекчии остается постоянным или изменяется незначительно; среди обломков преобладают базальты такого же состава, как и ассоциирующие с брекчиями лавы. В верхней части толщи у

контакта с ультраосновными вулканитами обломки в брекчиях представлены базальтами повышенной основности — меланобазальтами. Цементом в брекчиях служат разнообломочные вулканомиктовые породы, которые состоят из обломков лав, вкрапленников в них и основной массы.

В хр. Тумрок обнажена лишь верхняя часть разреза валагинской серии, которая соответствует толще лав и вулканических брекчий Валагинского хребта (см. рис. 6). В самой верхней части этой толщи здесь появляются пачки тонкослоистых мелко- и среднеобломочных вулканомиктовых пород, среди которых залегают многочисленные силлы щелочных габброидов, достигающие мощности нескольких десятков метров. Общая мощность толщи составляет 1,5—2 км.

Выше толщи брекчий и лав в хр.Тумрок лежит «переходная толща», в основании которой выделяется пачка вулканических брекчий с обломками андезитов (трахиандезитов) и базальтов. Выше этой пачки залегают чередующиеся разнообломочные вулканомиктовые породы, вулканические брекчии с обломками базальтов, андезитов и дацитов, конгломерато-брекчии и туфо-конгломераты, среди которых появляются во все более увеличивающемся снизу вверх количестве прослои песчаников, алевролитов и аргиллитов с линзами известковистых песчаников и конкрециями мергеля. По-видимому, в Валагинском хребте с «переходной толщей» сопоставляется толща трахиандезитовых и трахибазальтовых лав и вулканических брекчий, выходящая к западу от оз. Кроноцкого и перекрывающая останец ультраосновного вулкана, формирование которого, таким образом, приурочено к заключительным стадиям вулканизма валагинского времени.

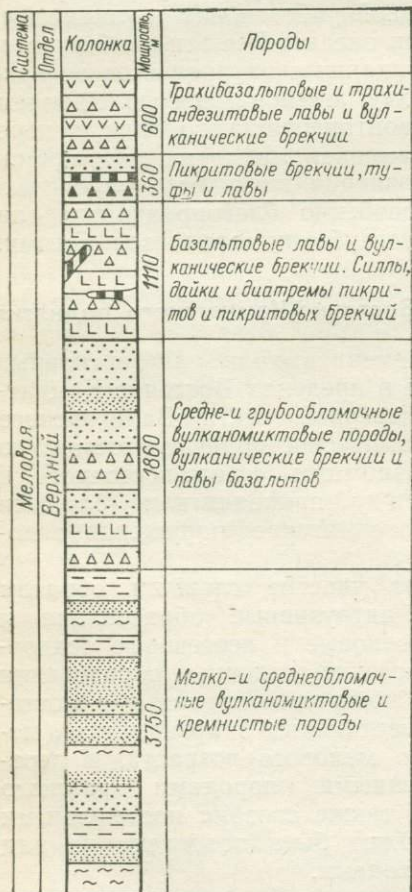


Рис. 6. Сводный разрез валагинской серии Восточного хребта Камчатки.

В Валагинском хребте в «переходной» толще наряду с преобладающими брекчиями и лавами трахибазальтов и трахандезитов присутствует пачка слоистых вулканомиктовых пород и кремней. Мощность «переходной» толщи в хр. Тумрок 870 м, а в Валагинском хребте не менее 600 м.

Среди вулканических пород валагинской серии преобладают базальты и андезиты-базальты. В верхней части серии присутствуют трахандезиты, андезиты и дациты. Особую группу представляют ультраосновные вулканические породы, которым посвящена настоящая работа.

К числу «переходных» по составу пород между базальтами и ультраосновными вулканитами относятся пироксеновые и пироксен-оливиновые меланобазальты и авгититы. Возраст валагинской серии считается позднемеловым, так как в ней встречены остатки *Inoceramus* sp. (данные В. А. Селиверстова [35]), и она согласно перекрывается дроздовской свитой датско-палеоценового возраста.

Интрузивные породы Восточно-Камчатского поднятия включают два комплекса: толбачинский и останцовский. Толбачинский комплекс объединяет интрузивы гипербазит-габбро-габбро-сиенитового — сиенитового состава, образующие сложнопостроенные массивы, а также самостоятельные тела гипербазитов, габбро и габбро-сиенитов. Наиболее крупными по размеру являются сложнопостроенные массивы (до 15 км²), остальные тела не превышают обычно 1—2 км². Останцовский комплекс объединяет сложные интрузивы гипербазитов и габбро, а также мелкие тела и дайки гранодиоритов и плагиогранитов. Более полная характеристика этих комплексов приводится ниже.

Геологическая обстановка проявления ультраосновного вулканизма

Ультраосновные вулканические породы в пределах Восточно-Камчатского поднятия ассоциируют с валагинской серией, отчетливо приурочиваясь к толще вулканических брекчий и лав верхней части разреза. В настоящее время выявлены три «узла», в которых концентрируются выходы ультраосновных вулкаников — участки Северный, Центральный и Южный (см. рис. 4).

На севере, в хр. Тумрок, ультраосновные породы выходят в цирке, открывающемся на северо-запад, на широкое плато в верховьях р. Толбачик. Наиболее крупная высота в районе — гора Верхняя Адриановка — расположена в северо-восточном углу Северного участка.

В геологическом отношении рассматриваемый район представляет собой блок верхнемеловых пород, резко выступающий среди плиоценовых и четвертичных вулканических образований хр. Тумрок. В строении блока принимает участие толща переслаивающихся базальтовых лав и вулканических брекчий верхней части валагинской серии, прорванная в северо-западной части участка массивом сложного состава, относящимся к толбачинскому комп-

лексу и сложенным верлитами, пироксенитами, габбро и сиенитами (рис. 7). Это вытянутое в меридиональном направлении пластообразное тело размером 6×2 км, которое погружается под углом 30° в восточном направлении, в общем согласно с вмещающими его породами. Последние в зоне экзоконтактов изменены, причем вулканогенно-осадочные породы в ряде случаев преобразованы в биотитовые роговики, а в собственно вулканических породах обильно развиваются хлорит, актинолит и эпидот.

Нижняя часть массива сложена гипербазитами, среди которых различаются верлиты, оливиновые пироксениты и пироксениты, содержащие незначительное количество неравномерно распределенного флогопита. Все эти породы связаны постепенными взаимопереходами. Гипербазиты кверху сменяются оливин-пироксеновыми габбро, причем наряду с интрузивными взаимоотношениями между гипербазитами и прорывающими их габбро отмечаются и сложные постепенные взаимопереходы. В последнем случае в пироксенитах или оливиновых пироксенитах появляются линзы до нескольких метров мощностью, сложенные такситовыми крупнозернистыми оливин-пироксеновыми, иногда биотитсодержащими габбро. Затем пироксениты сменяются сначала крупнозернистыми габбро широко-такситового грубополосчатого строения с обилием линзовидных участков пироксенитового состава самого различного размера мощностью от первых сантиметров до нескольких метров. Характерно проникновение полевошпатового материала в гипербазиты и как бы отъединение их отдельных участков и кристаллов. Затем на расстоянии нескольких метров, а местами десятков метров габбро становятся более мелко- и равномернозернистыми. В них исчезает оливин, появляются в переменном количестве биотит и калиевый полевой шпат. В верхней части интрузива отмечается постепенная смена габбро биотит-пироксеновыми габбро-сиенитами.

Верхняя (прикровельная) часть интрузива сложена преимущественно мелкозернистыми биотит-пироксеновыми габбро-сиенитами и реже сиенитами, среди которых постоянно наблюдаются прожилки и линзовидные или неправильной формы обособления тонкозернистого полевошпатового материала. Следует отметить, что в области всяческого эндоконтакта массива все разновидности слагающих его пород обогащены биотитом. В этой же части интрузива установлено присутствие секущих тел (мощностью до 3—5 м) лейкократовых габбро-сиенитов и сиенитов, близких по составу к вмещающим их породам. В северной части интрузивного массива в габбро присутствуют крупные (до 2—5 м) ксенолиты пикритов. С другой стороны, в центральной части интрузива установлено прорывание габброидов дайками пикритов, субсогласных с общим залеганием интрузива. Эти дайки в свою очередь прорываются лейкократовыми габбро-сиенитами, которые проникают в пикриты в виде прожилков, а также содержат их ксенолиты.

На юге Северного участка расположен сложнопостроенный силл, максимальная мощность которого достигает 250 м,

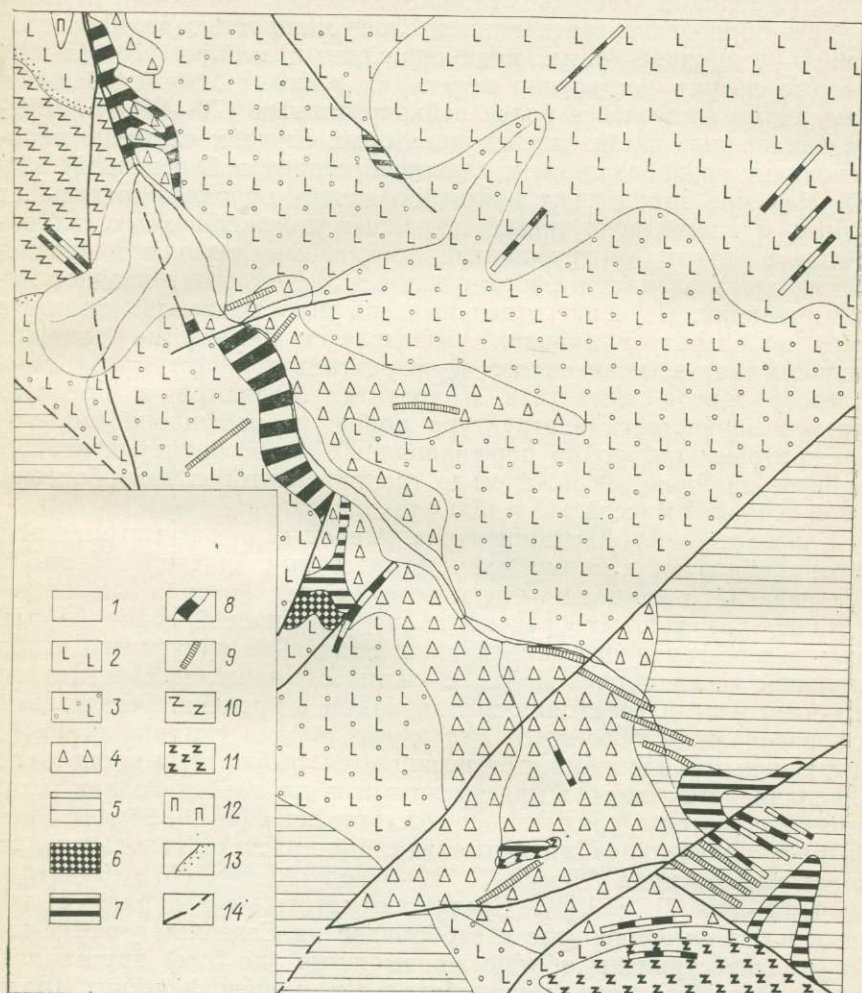


Рис. 7. Схема строения Северного участка (с использованием материалов Б. К. Любимова).

1 — аллювий; 2—5 — валагинская серия, пакчи: 2 — базальтовых лав, 3 — вулканических брекчий с потоками базальтов, 4 — вулканических и вулканогенно-осадочных брекчий, 5 — ритмично переслаивающихся вулканомиктовых пород; 6 — пикритовые брекчи; 7 — силлы пикритов; 8 — дайки пикритов; 9 — дайки базальтов; 10 — гипербазит-габбро-сиенитовые интрузивы толбачинского комплекса; 11 — расслоенные залежи габброидов; 12 — серпентиниты; 13 — зоны контактово измененных пород; 14 — разломы достоверные и предполагаемые.

а протяженность — 1,5 км. Силл в юго-западном направлении выклинивается, а его северо-восточная часть примыкает к разлому.

В основании этой залежи преобладают мелкозернистые калишпатсодержащие габбро и габбро-долериты, тогда как верхняя ее часть образована чередованием слоев мощностью до 40 м, сложенных в нижней части меланократовыми габбро (10—15 м), которые кверху постепенно переходят в полосчатые габбро-сиениты, становящиеся все более лейкократовыми (20—25 м). Верхние закаленные части слоев в некоторых случаях сложены пироксеновыми трахибазальтами с микробостонитовой основной массой. Наличие закаленных контактов между породами отдельных ритмов, а также присутствие согласных пластообразных тел пикритов с четкими интрузивными контактами позволяют предполагать, что эта залежь сформировалась в результате неоднократных инъекций. Изучение отдельных «ритмов» показало, что снизу вверх по разрезу в породах уменьшается количество оливина, клинопироксена, плагиоклаза и возрастает количество калиевого полевого шпата, магнетита и апатита. Меняются в пределах «ритма» зернистость и структура пород от порфириовидных меланократовых габбро до порфириовидных мелкозернистых габбро-сиенитов, шонкинитов и далее до трахибазальтов с микробостонитовой основной массой.

Ультраосновные вулканические породы в рассматриваемом районе образуют систему даек и пластовых залежей. Часть из них связана с крупной центральной дайкой, которая внедрилась в толщу базальтовых брекчий и лав валагинской серии по разлому северо-западного направления. Эта дайка приурочена к центральной части цирка. Дайки и силлы сложены массивными пикритами, иногда переходящими по краям в брекчии. Тесная связь ультраосновных вулканитов с позднемеловыми вулканическими и интрузивными породами подтверждается результатами определения радиологического возраста пикритов из даек и силлов, которые колеблются в пределах 70—88 млн. лет (70, 80, 88 млн. лет). Возраст определялся по флогопиту: при расчете использовались константы распада $^{40}\text{K} = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\text{K} = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ (лаборатория ВСЕГЕИ). Следует отметить, что наряду с дайками и силлами пикритов и габброидов на Северном участке широко распространены обычно маломощные (до 5 м) крутопадающие дайки базальтов, меланобазальтов и специфических трахи-меланобазальтов глобулярной текстуры.

Следующий участок (Центральный) распространения ультраосновных пород расположен к югу от рассмотренного выше и примыкает к северо-запада к берегу оз. Кроноцкого (рис. 8). Он находится у северного окончания Валагинского хребта в месте резкого S-образного изгиба водораздельной линии и от остальной части Валагинского хребта отличается более сглаженным рельефом, особенно в районе ультраосновного вулкана, где водораздел Валагинского хребта проходит по платообразной поверхности. Обе отмеченные особенности, т. е. изгиб водораздельной

линии и изменение характера рельефа Валагинского хребта, тесно связаны с геологическим строением этого района, который представляет собой блок верхнемеловых пород, опущенный по отношению к примыкающей с юго-запада части Восточно-Камчатского поднятия. На северо-востоке по системе разломов северо-западного направления этот блок граничит с молодой вулканической зоной хр. Тумрок, в которой расположен действующий вулкан Кизимен. Эти особенности строения участка сочленения хребтов Тумрока и Валагинского связаны, по-видимому, с тем, что здесь Восточно-Камчатское поднятие пересечено зоной глубинных разломов северо-западного направления, которую предлагается именовать «Кроноцким швом». Заложение этого шва относится еще к меловому периоду, чем объясняется высокая концентрация в зоне шва позднемеловых интрузивов, в том числе массива гипербазитов горы Попутной.

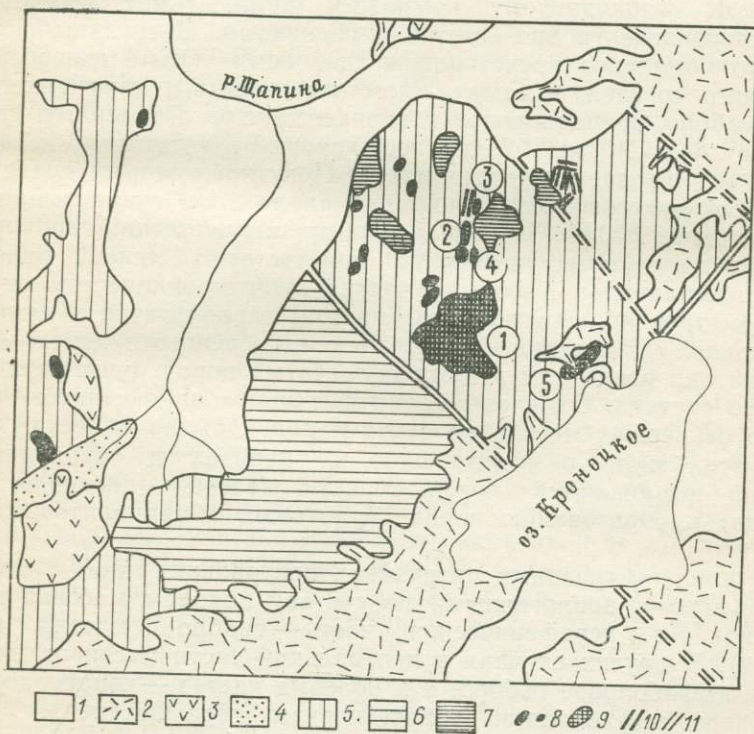


Рис. 8. Схема строения Центрального участка.

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — четвертичные вулканы кислого и среднего состава; 3 — вулканические породы неогенового возраста; 4 — осадочные породы неогенового возраста; 5 — верхняя часть валагинской серии; 6 — нижняя часть валагинской серии; 7 — останцовый интрузивный комплекс; 8 — толбачинский интрузивный комплекс; 9 — тела пикритов; 10 — дайки пикритов; 11 — разломы.
Цифры на карте: 1 — вулкан Хребтовый, 2—5 — диатремы: 2 — «Попутная Южная», 3 — «Попутная Северная», 4 — «Попутная Восточная», 5 — «Кроноцкая».

В строении опущенного блока Валагинского хребта принимает участие самая верхняя часть валагинской серии, которая здесь разделяется на три толщи (снизу вверх): толщу переслаивающихся лав и вулканических брекчий базальтов и авгититов, ультраосновную вулканическую толщу и толщу трахибазальтовых и трахиандезитовых лав и брекчий. При этом толща ультраосновных вулканитов распространена локально и слагает вулканический аппарат.

Залегание пород пологое: углы падения меняются от 10 до 20°. Для толщи, непосредственно подстилающей ультраосновные вулканические образования, характерно присутствие трахибазальтов, а также бесплагиоклазовых меланобазальтов и авгититов.

Поздне меловые вулканогенные породы прорваны на Центральном участке несколькими интрузивными телами, среди которых часть относится к толбачинскому, а часть к останцовскому комплексам. К толбачинскому комплексу принадлежат небольшие тела, сложенные габбро- и габбро-сиенитами. Интрузивы останцовского комплекса представлены сложными телами гипербазит-габбрового состава, а также самостоятельными телами гипербазитов, габбро, гранодиоритов и плагиогранитов. Размер тел варьирует от 8 до 10 км². Наиболее хорошо изученным массивом гипербазитов является интрузив горы Попутной, который представляет собой пластовое тело площадью около 8 км² с максимальной мощностью до 600 м. Сложен массив преимущественно гарцбургитами, среди которых постоянно присутствуют линзы, полосы, жилы и неправильной формы участки дунитов мощностью от десятков метров до сантиметров. Границы гарцбургитов и дунитов как резкие, так иногда и нечеткие с постепенными переходами. Нередко они разделены зонами полосчатых пород дунит-гарцбургитового состава. Отмечены единичные жилы пироксенитов мощностью от первых метров до сантиметров. Обычно в местах развития этих жил во вмещающих их дунитах и гарцбургитах обильно развиваются порфиробласты зеленого диопсида, что приводит к образованию пород верлитового и лерцолитового состава.

В сложнопостроенных интрузивах центральная часть сложена гипербазитами, аналогичными по составу породам массива горы Попутной, а периферическая часть — габбро (массив горы Крыша). В других случаях в центральной части массивов преобладает амфиболовое габбро, а в краевых частях — кварцсодержащие биотит-амфиболовые габбро-диориты (гора Останец).

Ультраосновные вулканические породы образуют на Центральном участке разнообразные по размерам и строению тела, концентрирующиеся вокруг наиболее крупного из них — ультраосновного вулкана горы Хребтовой, который расположен в центральной части участка (рис. 8). К северу от вулкана по радиальному разлому расположена цепочка выходов ультраосновных вулканитов, состоящая по крайней мере из трех изолированных тел размером до 220 м по длинной оси, сложенных пикритовыми вул-

каническими брекчиями (в дальнейшем эти тела именуются диатремами), и из дайки массивных пикритов мощностью около 3 м и протяженностью свыше 400 м.

Вблизи массива гипербазитов горы Попутной расположено еще несколько небольших тел, сложенных пикритовыми брекчиями — диатремы «Попутная Северная», «Попутная Восточная» и др. (рис. 8). Одно из наиболее крупных тел пикритовых брекчий («Кроноцкое») находится вблизи северо-западного берега оз. Кроноцкого у устья р. Перевальной. Его длина составляет 1925 м при ширине 420 м.

Таким образом, к северо-западу от оз. Кроноцкого располагается уникальный «узел» сосредоточения разнообразных геосинклинальных магматических проявлений позднемелового возраста, в том числе ультраосновных вулканитов.

Третий участок, где выявлено скопление тел ультраосновных вулканитов, — Южный, он расположен в междуречье Камчатки и Прав. Шапиной (см. рис. 4) в пределах крупного меридионального отрога Валагинского хребта с сильно расчлененным альпийским рельефом и высотами до 1800 м. Район сложен вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями валагинской серии, подразделяющимися на четыре толщи (рис. 9). Нижняя толща мощностью свыше 1000 м сложена преимущественно разнообломочными вулканическими брекчиями с преобладанием в нижней ее части обломков мелкопорфировых и афировых базальтов, а в верхней части — крупнопорфировых пироксеновых базальтов. В подчиненном количестве в этой толще присутствуют массивные и шаровые лавы базальтов и авгититов, а также вулканомиктовые песчаники и специфические кирпично-красные алевролиты.

Выше по разрезу толща вулканических брекчий и лав базальтов, меланобазальтов и авгититов сменяется толщей разнообломочных стратифицированных вулканических брекчий и туфов пикритов мощностью до 300 м, в верхней части разреза которой присутствуют прослойки вулканомиктовых песчаников. В отличие от Центрального участка в составе пикритовой толщи этого района практически отсутствуют глыбовые и крупнообломочные вулканические брекции, а также лавы, но широко распространены средне- мелкообломочные брекции и туфы, что может рассматриваться как следствие формирования этих образований на значительном расстоянии от соответствующих им вулканических центров. В основании разреза пикритовой толщи в вулканических брекциях базальтов наблюдаются во все возрастающем количестве обломки пикритов, которые на незначительном по мощности интервале разреза (первые метры) полностью «вытесняют» базальты. По разрезу пикритовые брекции и туфы сменяются согласно перекрывающей их толщей мощностью более 400 м, которая сложена разнозернистыми, часто слоистыми вулканомиктовыми песчаниками и кремнистыми породами с редкими прослоями шаровых и массивных лав базальтов и авгититов. Эта

толща в свою очередь с постепенным переходом перекрывается толщей вулканических брекчий и лав базальтов и андезито-базальтов мощностью свыше 300 м.

Дислоцированы образования валагинской серии района неравномерно. Наиболее интенсивные пликативные дислокации характерны для компетентных пачек тонко-среднеобломочных слоистых вулканомиктовых пород. Степень дислоцированности пород возрастает вблизи зон разрывных нарушений, в пределах которых породы в отдельных случаях преобразованы в зеленые сланцы.

Ультраосновные вулканы широко распространены в пределах Южного участка и слагают фрагменты вулканических построек, а также многочисленные дайки, силлы, диатремы и пластовые тела пикритовых брекчий и туфов. Последние прорывают

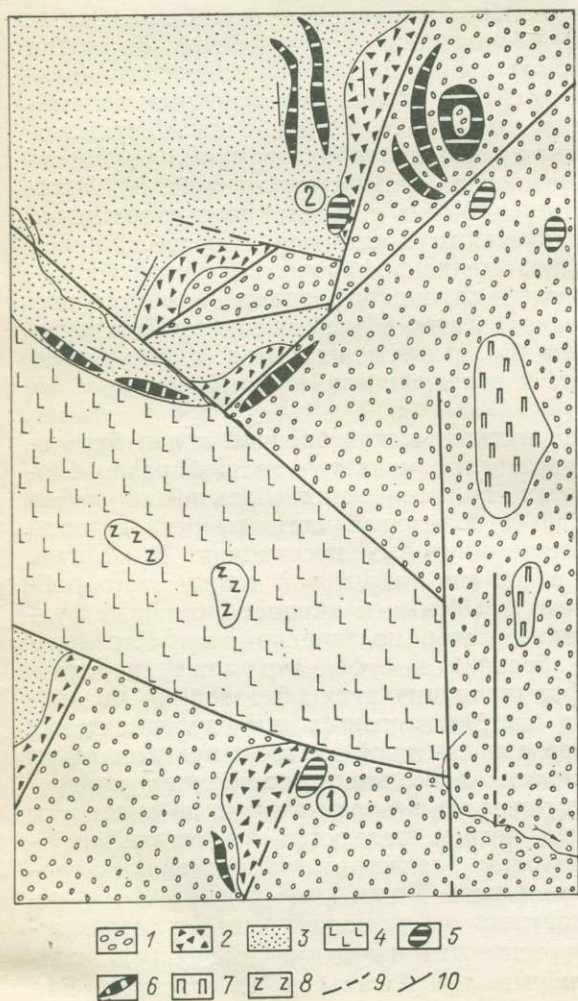


Рис. 9. Схема строения Южного участка.

1—4 — валагинская серия: 1 — вулканические брекчии и лавы базальтов, 2 — вулканические брекчии и туфы пикритов, 3 — вулканомиктовые песчаники и кремни, 4 — вулканические брекчии и лавы базальтов и андезито-базальтов; 5 — диатремы и пластовые залежи пикритовых брекчий и туфов (цифры на карте: 1 — диатрема «Озерновская», 2 — диатрема «Савульская»); 6 — дайки и силлы пикритов; 7—8 — толбачинский комплекс: 7 — гипербазиты, 8 — габбро; 9 — разломы; 10 — элементы залегания.

образования трех нижних толщ района, причем наиболее насыщена дайками и силлами пикритов толща слоистых вулканомиктовых песчаников и кремнистых пород.

Широко распространены в этом районе также полнокристаллические гипербазиты и габброиды толбачинского комплекса, приуроченные главным образом к породам нижней толщи валагинской серии в пределах кольцевой структуры, где они нередко контролируются радиальными разломами. Наиболее крупные тела гипербазитов расположены в зонах разрывных нарушений меридионального направления. Одним из таких крупных интрузивов является пластовое тело, вскрытое в верховьях р. Озерной. Оно имеет видимую мощность свыше 200 м и обнажается на площади около 3 км². Основание его сложено апооливинитами, которые к кровле постепенно сменяются верлитами (преобладающая разновидность пород) и оливиновыми порфиридовидными пироксенитами. В зоне всяческого эндоконтакта это тело сложено брекчиями, в которых наряду с угловатыми обломками названных выше гипербазитов присутствуют многочисленные обломки пикритов с вкрапленниками оливина или оливина и пироксена.

В этом же районе изучены еще два пластовых тела гипербазитов мощностью до 50 м, которые в центральной своей части сложены массивными, нацело серпентинизированными породами, а в зоне эндоконтактов представлены брекчией, состоящей из обломков апооливинитов, верлитов, оливиновых пироксенитов и пикритов. Размер обломков обычно не превышает 20—25 см, а цементом служат более мелкие обломки того же состава. В одном из названных тел наряду с угловатыми обломками гипербазитов и пикритов присутствуют правильные шары (до 50—80 см в диаметре), сложенные верлитами со стекловатой «коркой» по периферии шара. Кроме сложно построенных и дифференцированных интрузивных тел гипербазитов в районе присутствуют пластовые тела, дайки и небольшие штоки серпентинитов, верлитов, оливиновых пироксенитов и шрисгеймитов, а также интрузии габбро и габбро-сиенитов. Встречаются также и специфические разновидности гипербазитов со значительным содержанием как амфибола, так и слюды. Примером интрузивов гипербазит-габбрового состава является крутопадающее тело мощностью около 120—150 м, расположенное к юго-западу от горы Савульч. От подошвы к кровле этого тела устанавливается постепенный переход порфиридовидных верлитов к меланократовым габбро и затем к биотит-пироксеновым калишпатсодержащим габбро.

Таким образом, Южный участок характеризуется тесной связью тел ультраосновных вулканитов с интрузивными образованиями толбачинского комплекса. В некоторых случаях наблюдаются непосредственные переходы полнокристаллических гипербазитов в пикриты вблизи контакта, в других случаях контактовая зона гипербазитовых тел представлена своеобразной брекчией, содержащей как обломки полнокристаллических гипербазитов, так и пикритов.

Морфология тел ультраосновных вулканитов и условия их формирования

Наиболее крупным телом, сложенным ультраосновными вулканитами, является вулкан горы Хребтовой, расположенный на Центральном участке к северо-западу от оз. Кроноцкого (рис. 10). Вулкан в плане имеет подковообразную форму и достигает 5,5—6,5 км в поперечнике. Его северо-западная часть представляет собой ступенчатую платообразную поверхность, по которой проходит водораздел Валагинского хребта. Плато круто обрывается во внутреннюю котловину шириной до 2,5—3 км, в которой берет начало р. Вторая Перевальная. У восточного окончания плато

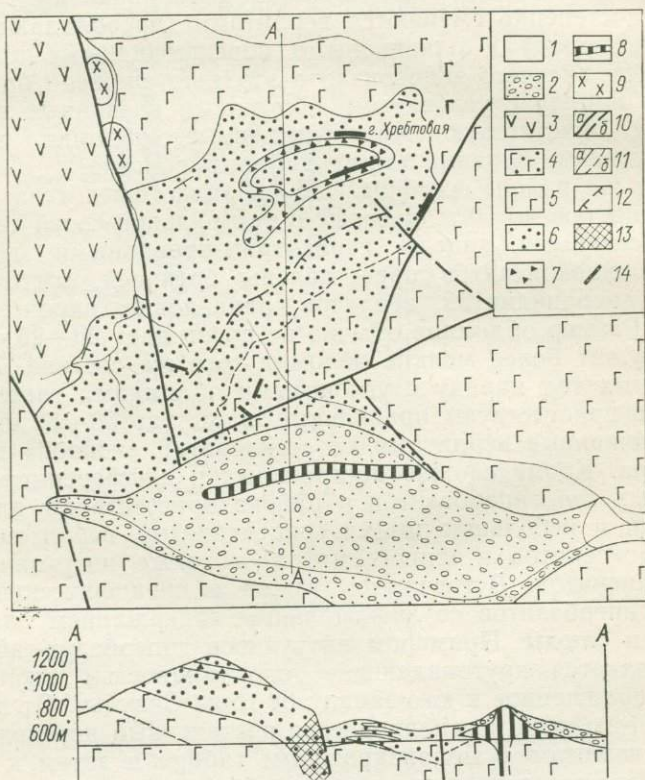


Рис. 10. Строение вулкана Хребтовой.

1 — аллювий; 2 — ледниковые отложения; 3 — толща трахибазальтовых и трахиандезитовых брекчий и лав; 4 — вулканогейно-осадочная толща «смешанного» состава; 5 — толща базальтовых брекчий и лав; 6 — пикритовые брекчи и туфы; 7 — пикритовые глыбовые брекчи; 8 — пикритовые лавы; 9 — габбро-сyenиты толбачинского комплекса; 10 — разломы (а — установленные, б — предполагаемые); 11 — нормальные геологические границы (а — достоверные, б — предполагаемые); 12 — разломы, выраженные уступами в рельефе; 13 — предполагаемый подводящий канал (только на разрезе); 14 — силлы и дайки пикритов.

находится гора Хребтовая, также сложенная ультраосновными вулканитами. Южный фланг вулканической постройки обнажен плохо и представляет собой низкую пологую грядку, вытянутую в широтном направлении между реками Перевальной и Второй Перевальной. Вдоль водораздела проходит гребень, круто обрывающийся на север и сложенный пикритовыми лавами. Таким образом, ультраосновная вулканическая постройка состоит из трех главных морфологических элементов: платообразной, плавно изогнутой в плане в виде буквы С северо-западной части, внутренней котловины и южного гребня. Эти три элемента различаются между собой по геологическому строению. Северо-западная часть вулкана сложена грубослойной толщей, состоящей из вулканических брекчий и туфов пикритов (табл. I, а).* Она залегает на толще базальтовых брекчий и лав валагинской серии, что отчетливо наблюдается вдоль всего северного края вулкана, особенно в районе горы Хребтовой. На всем протяжении поверхности контакта падает полого (угол падения 10—20°) внутрь вулкана, т. е. на юго-восток. На северном отроге горы Хребтовой наблюдается пологий согласный контакт пикритовых вулканических брекчий и грубостратифицированных брекчий базальтов. В пикритовых брекчиях в зоне контакта присутствуют обломки трахибазальтов и трахимеланобазальтов, а пикриты из обломков иногда характеризуются пониженным содержанием вкрапленников оливина. В западной части вулканической постройки толща пикритовых брекчий и туфов перекрывается толщей трахибазальтовых и трахиандезитовых брекчий и лав.

Строение ультраосновной вулканической толщи в районе горы Хребтовой (рис. 11) характеризуется присутствием нескольких горизонтов глыбовых пикритовых брекчий. Глыбы имеют округлую форму и достигают 0,5—1,0 м в поперечнике. Между ними находится обломочный материал того же состава, но размер обломков в нем не превышает 5 см. Верхний горизонт брекчий отличается преобладанием в обломках пикритов с повышенным содержанием кристаллов оливина и с небольшим количеством основной массы. Среди обломков присутствуют также полнокристаллические породы — верлиты. Отдельные округлые глыбы гипербазитов встречаются и в других частях разреза. Между горизонтами глыбовых брекчий располагается пачка средне- и мелкообломочных вулканических брекчий и туфов пикритов (табл. I, в), массивных в нижней и верхней частях разреза и отчетливо слоистых в средней части. Породы плотные, «сливные», обломки пикритов в них выделяются неотчетливо. Все породы имеют угольно-черную окраску, иногда зеленоватую. В обломках присутствуют пикриты порфиروهого строения и измененные эффузивы, причем наиболее измененные разновидности резко выделяются своей светлой окраской. Некоторые слои брекчий особенно обогащены ими. Связующей массой во всех разновидностях обломочных пород служит

* См. табл. I—V в конце книги.

раздробленный пикритовый материал, количество которого обычно превышает количество крупных обломков. В пачке слоистых брекчий и туфов чередуются прослои средне- и мелкообломочных брекчий и туфов мощностью 1—2 м; границы между ними как четкие, резкие, так и нерезкие, градационные. Общая мощность разреза толщи к северу от горы Хребтовой составляет 219 м.

Еще один разрез толщи пикритовых брекчий и туфов был изучен в западной части вулканической постройки вблизи разлома, отграничивающего ее от толщи базальтовых брекчий и лав (рис. 12). Нижняя часть разреза здесь не вскрыта. В обнажениях наблюдается наклон слоев на восток, т. е. к центру вулкана (см. рис. 10). В отличие от предыдущего разреза размер глыб в брекчиях не превышает здесь 40 см. Характерно преобладание связующей массы над обломками во всех разновидностях брекчий и туфов. Мощность разреза 80 м, а общая мощность толщи ультраосновных вулканических брекчий и туфов составляет не менее 360 м. Толща пересечена силлами пикритов, обладающих характерным полосчатым строением. В большинстве случаев они распознаются лишь по делювиальным развалам крупных глыб.

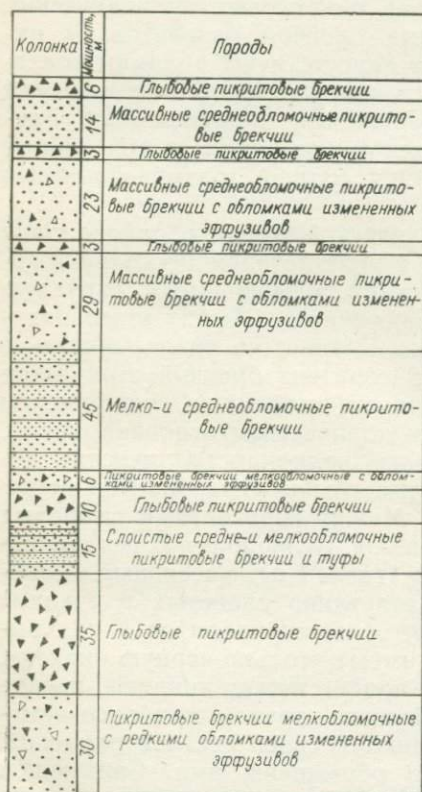


Рис. 11. Строение ультраосновной вулканической толщи в районе горы Хребтовой.

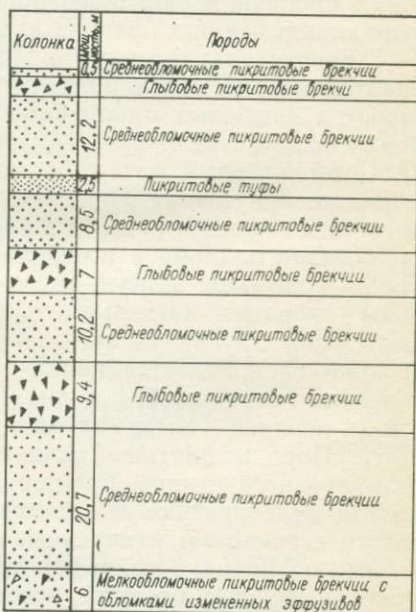


Рис. 12. Строение ультраосновной вулканической толщи на западном крае вулканической постройки.

Южный фланг вулкана обнажен плохо, что объясняется большой мощностью распространенных здесь моренных отложений. Упомянутый выше узкий гребень ультраосновных пород, видимо, представляет собой экзарационный останец, выступающий над четвертичной мореной. Ультраосновные вулканиты представлены здесь серией потоков пикритов с видимой мощностью более 50 м и общей протяженностью около 3 км. Все лавы обладают четко выраженной шаровой и подушечной отдельностью (табл. I, б). Индивидуализированные потоки различаются преобладающим размером и формой шаров и подушек; изредка они разделяются прослоями туфов. Мощность потоков варьирует от 5 до 15 м. Размер шаров и подушек изменяется от 0,3 до 1,5 м. Шары и подушки обычно вмяты друг в друга, реже между ними находится мелкораздробленный материал их краевых частей. В отдельных случаях между шарами располагается кремнистое вещество.

Еще хуже обнажена внутренняя котловина вулкана, в которой коренные выходы встречаются лишь по берегам ручьев. Непосредственно под толщей пикритовых брекчий и туфов, обнажившихся в обрывах, здесь залегает пачка брекчий, в которой наряду с обломками пикритов встречаются обломки базальтов. При этом некоторые пикриты содержат меньшее количество вкрапленников оливина, чем пикриты вышележащей толщи. Мощность указанной пачки достигает 100—120 м. Судя по отдельным обнажениям, в самой котловине выходит толща вулканогенно-осадочных пород и вулканических брекчий, падающая полого (0—20°) на северо-запад. В обломках вулканических брекчий в ее составе присутствует широкий спектр пород — от базальтов до пикритов. Эта толща «смешанного» состава местами прорвана дайками пикритов.

Таким образом, можно предположить, что подводящий канал вулкана Хребтового представлял собой в плане неправильное полукольцо, открытое на восток. Вблизи его северо-западной части накопился тяжелый обломочный материал, а около южной произошло нагромождение лав. Извержения происходили под водой, как об этом свидетельствуют шаровая и подушечная отдельность в лавах и четко выраженная слоистость, в том числе градиционная в мелкообломочных породах. Во время извержения и особенно после него центральная часть вулкана испытала погружение по полукольцевым разломам.

Диатремы образуют широко распространенную группу тел ультраосновных вулканитов. Их размеры колеблются от 40×15 м до 1925×420 м. Как правило, диатремы в плане представляют собой вытянутые (овальные) тела с плавными очертаниями. В большинстве случаев они ограничены разломами, в связи с чем первоначальные размеры и строение диатрем реконструировать не удастся. Одной из наиболее крупных является диатрема «Попутная Южная», расположенная к северу от центра вулкана Хребтового на Центральном участке (см. рис. 8). Это тело (рис. 13, а) в плане имеет овальную форму; его размеры 220×120 м. Непосредственные контакты его с вмещающими породами не обнажены.

Можно предположить, что на западе оно прорывает пластовую залежь трахитов, крупные (до 25 см в поперечнике) ксенолиты которых в большом количестве встречаются у предполагаемого эндоконтакта тела ультраосновных вулканитов. На севере и востоке границы тела тектонические. Вмещающими породами являются измененные (хлоритизированные) базальтовые брекчии валагинской серии. Это тело характеризуется зональным (в плане) строением. Краевая часть сложена зеленовато-черными и черными крупнообломочными пикритовыми брекчиями, содержащими большое количество обломков «осветленных» измененных эффузивов. Центральная часть тела размером 100×40 м сложена черными мелкообломочными пикритовыми брекчиями (туфами), почти не содержащими обломков измененных эффузивов.

Севернее диатремы «Попутная Южная» в 600 м от нее выходит небольшое тело, сложенное крупнообломочными пикритовыми брекчиями. Размер тела в поперечнике не менее 50 м. Обломки пикритов в брекчиях достигают 5 см в диаметре. Кроме них встречаются отдельные глыбы измененных эффузивов. Связующей массой служит плотный черный пикритовый туф.

Еще в 180—200 м севернее выходит более крупное тело (375×225 м) пикритовых брекчий. В южной его части в брекчиях заключены крупные глыбы (до 5 м) базальтов. Брекчии крупнообломочные, с большим количеством обломков, достигающих 10—15 см в поперечнике. Преобладают округлые обломки малоизмененных пикритов, встречены также обломки полнокристаллических гипербазитов — пироксеновых оливинитов и верлитов. Кроме того, присутствуют остроугольные обломки в различной степени измененных эффузивов, в том числе имеющие характерную светлую окраску. Цементом в брекчиях служит плотный крупнообломочный пикритовый туф черного цвета. Таким образом, на протяжении почти 1300 м прослеживается цепочка тел, сложенных вулканическими брекчиями пикритов. Возможно, что это система сближен-

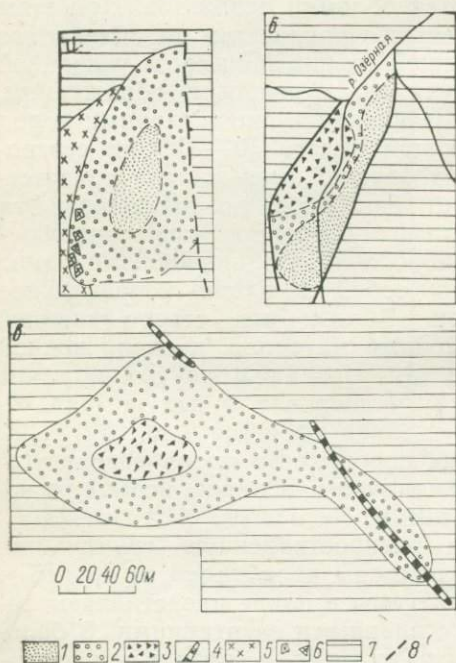


Рис. 13. Схемы строения пикритовых диатрем.

а-в — диатремы: а — «Попутная Южная», б — «Озерновская», в — «Савульчская» (см. рис. 9). 1—3 — пикритовые брекчии: 1 — мелкообломочные, 2 — крупнообломочные, 3 — глыбовые; 4 — дайки пикритов; 5 — трахиты; 6 — ксенолиты трахитов; 7 — породы валагинской серии; 8 — разломы.

ных диатрем или единое тело с четкообразными раздувами. Учитывая перепад высот между крайними телами, который составляет около 300 м, можно предположить также, что самое северное тело соответствует наиболее глубокому вскрытому уровню системы диатрем.

В этом же районе, вблизи массива гипербазитов горы Попутной, встречены еще два небольших тела, сложенных ультраосновными вулканитами (см. рис. 8). Одно из них — диатрема «Попутная Северная» — обнажается из-под развалов гипербазитов горы Попутной вблизи западного контакта гипербазитов и вулканогенно-осадочной пачки толщи базальтов и вулканических брекчий валагинской серии. Размер тела около 70×35 м. Оно сложено крупнообломочными пикритовыми брекчиями с обычными остроугольными, изредка округлыми обломками. Размер обломков тех же пикритов в цементирующей массе 0,1—0,5 см. В восточной части тела преобладают глыбовые брекчии с небольшим количеством цемента.

Восточнее диатремы «Попутная Южная», в 2,5 км к юг-юго-западу от горы Попутной, расположена диатрема «Попутная Восточная». В плане она представляет собой тело размером 150×90 м, вытянутое в северо-западном направлении. Контуры этого тела устанавливаются по развалам обломков пикритов и дресве пикритовой туфовой связующей массы среди базальтовых вулканических брекчий валагинской серии. Как для пикритов из обломков, так и для туфов характерно присутствие значительного количества кристаллов клинопироксена. Размер обломков пикритов не превышает обычно 20—30 см, форма их округлая или полуугловатая. Наряду с пикритами присутствуют редкие мелкие обломки (до 10 см) обычных для диатрем светлых измененных пород. Их количество заметно возрастает в краевых частях диатремы, и в ряде случаев среди них можно уверенно различать плагиоклаз-пироксеновые и пироксеновые базальты валагинской серии.

Не менее широко распространены диатремы на Южном участке. Диатрема «Озерновская» (см. рис. 9) располагается в цирке в центральной части кольцевой структуры среди базальтовых вулканических брекчий валагинской серии. В плане она представляет собой вытянутое с север-северо-востока на юг-юго-запад тело размером 180×50 м (см. рис. 13, б). Западный и восточный контакты тектонические. Это позволяет предполагать, что в современном эрозионном срезе наблюдается лишь часть более крупного тела, расположенного на глубине. Диатрема имеет зональное строение. В западной ее части распространены глыбовые брекчии пикритов, которые в восточном направлении постепенно сменяются более мелкообломочными разностями со все возрастающим количеством связующей пикритовой туфовой массы. К зоне крупноглыбовых брекчий приурочены отдельные обломки полнокристаллических интенсивно серпентинизированных гипербазитов — верлитов и флогопитсодержащих верлитов, сходных с гипербазитами толбачинского комплекса. В значительном

количестве присутствуют светлые обломки в различной степени измененных базальтов и пикритов. Размер их обычно не превышает 10—15 см. Некоторые пикриты из обломков и вмещающие их туфы обогащены кристаллами клинопироксенов. В целом все породы, слагающие диатрему, с поверхности в значительной степени разрушены — обломки пикритов располагаются преимущественно в синей глине, содержащей дресву пикритовых туфов и разложенные включения осветленных пород.

В бассейне р. Савульч наиболее крупной и относительно хорошо отпрепарированной является диатрема «Савульчская», расположенная к северо-западу от вершины горы Савульч. Это тело неправильной формы, вытянутое в субмеридиональном направлении с максимальными размерами по длинной оси 300 м и короткой оси 140 м (см. рис. 13, в). В центральной его части преобладают пикритовые брекчии с размером обломков 10—20 см, а в краевой части размер обломков пикритов не превышает 5—10 см, причем количество цементирующей их пикритовой туфовой массы значительно возрастает. Наряду с обломками пикритов присутствуют мелкие (редко более 5 см в поперечнике) обломки осветленных вулканитов. Диатрема прорвана крутопадающими дайками крупнопорфировых пикритов. Пикриты диатремы и даек отличаются друг от друга: вторые характеризуются крупнопорфировым строением и присутствием в их составе клинопироксена и флогопита. Обычны переходы этих пикритов в порфировидные, практически полнокристаллические породы. Для пикритов диатремы характерна их обычно высокая степень серпентинизации.

Присутствуют в районе и мелкие (первые десятки метров в поперечнике) обычно изометричные в плане эруптивные тела, сложенные пикритовыми брекчиями и туфами.

Все описанные выше диатремы, по-видимому, образовались в результате заполнения эксплозивным обломочным ультраосновным материалом крутых трубообразных каналов. Кроме того, в районе присутствуют согласные с вмещающими их образованиями пластовые тела вулканических брекчий и туфов пикритов мощностью до 5 м, которые в ряде случаев пространственно ассоциируют с нередко прорывающими их силлами и дайками массивных пикритов.

Несколько особняком стоит крупное тело ультраосновных вулканитов, которое находится вблизи северо-западного берега оз. Кроноцкого на Центральном участке (см. рис. 8). Оно прослежено по отдельным выходам пикритовых туфов и брекчий на протяжении не менее 1925 м при ширине около 420 м. Значительная часть этого эруптивного тела, условно названного «Кроноцким», перекрыта отложениями четвертичных пирокластических потоков, связанных с вулкано-структурой оз. Кроноцкого. Тело прорывает мелкообломочные вулканомиктовые породы валагинской серии. Хотя непосредственный контакт не наблюдается, он отчетливо прослеживается на местности по понижению в рельефе и хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках. Складывается

впечатление о том, что эруптивное тело в юго-западном направлении «уходит» под вулканогенно-осадочные породы валагинской серии (рис. 14), которые образуют над ним пологий свод. В связи с этим в плане юго-западное окончание тела шириной около 325 м имеет округлую форму и концентрическое строение. В центральной части его выходят брекчии пикритов с размерами обломков в поперечнике 10—15 см и среднеобломочных пикритовых туфов. Последние представляют собой плотные черные породы с плитчатой отдельностью. Для юго-западной части Кроноцкого тела характерно почти полное отсутствие обломков измененных эффузивов.

Центральная часть того же тела сложена преимущественно мелкообломочными однородными пикритовыми брекчиями. В северо-восточной части тела наблюдается чередование глыбовых брекчий со среднеобломочными брекчиями и плитчатыми мелкообломочными брекчиями («туфами»). В обнажении границы отдельных разновидностей нечеткие. Максимальную мощность (до 16 м) имеют валунные брекчии с размером обломков до 20—30 см, обладающие характерной скорлуповатой отдельностью. Слои брекчий с большим количеством обломков до 3—4 см в диаметре имеют мощность до 8 м. В обломках, которые составляют до 20 % объема породы, встречаются наряду со свежими пикритами измененные эффузивы. Наименьшей мощностью характеризуются слои плитчатых мелкообломочных пикритовых брекчий. Общая мощность переслаивающихся пород составляет в обнажении около 30—40 м.

Таким образом, Кроноцкое тело представляет собой, по-видимому, диатрему, полого ориентированную по отношению к поверхности. Возможно, что у своего северо-восточного окончания диатрема имела выход на поверхность, вследствие чего часть обломочного материала была отложена на дне моря. Исходя из этого можно рассматривать Кроноцкое эруптивное тело как промежуточное по характеру между вулканическим аппаратом типа вулкана Хребтового и описанными выше диатремами.

Дайки и силлы сложены преимущественно массивными пикритами. Наиболее крупная дайка протяженностью свыше 2 км и мощностью до 100 м встречена на Северном участке в центральной части цирка в верховьях р. Толбачик, где она прорывает брекчии валагинской серии. Центральная ее часть сложена полосчатыми пикритами, а края местами представлены серпентинизированными брекчиями. Выветрелые пикриты имеют характерную ребристую («калориферную») поверхность вследствие того, что более устойчивые полосы резко выступают над менее

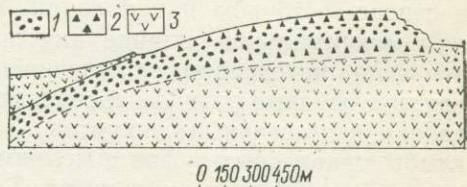


Рис. 14. Разрез диатремы «Кроноцкой». 1 — мелкообломочные брекчии пикритов; 2 — крупнообломочные брекчии пикритов; 3 — породы валагинской серии.

устойчивыми (табл. II, а, б). Несколько небольших даек пикритов встречено среди вулканогенно-осадочных и вулканических пород валагинской серии в этом же районе (см. рис. 7). Аналогичные дайки прорывают массив габбро-сиенитов в нижнем течении ручья, протекающего в цирке, а также сложнопостроенную залежь. Кроме того, пикриты образуют несколько пластовых залежей, пространственно тяготеющих к описанной выше крупной дайке. В одном случае можно предположить, что силл соединяется с главной дайкой. Силлы сложены крупнопорфировыми пикритами; мощность их не превышает 10—15 м. Более сложное строение имеет выход пикритов, расположенный у юго-восточного окончания главной дайки (см. рис. 7). Массивные пикриты мощностью 5 м, слагающие нижнюю часть этого тела, постепенно переходят вверх в брекчированные пикриты мощностью 20 м, которые еще выше сменяются среднеобломочными пикритовыми брекчиями и туфами. Среди пород, слагающих обломки в брекчиях, встречены верлиты. Нижний контакт пикритов с валагинскими брекчиями четкий, прямолинейный, а верхний скрыт под элювием. Плохая обнаженность не позволяет уверенно рассматривать это тело в качестве единой интрузивной залежи.

Многочисленные силлы и дайки пикритов прорывают вулканический аппарат горы Хребтовой. Здесь они большей частью распознаются по развалам глыб крупнопорфировых пикритов, имеющих характерное полосчатое строение.

Южный участок также насыщен дайками и силлами пикритов (см. рис. 9). Значительное их количество располагается к северу от диатремы «Савульчской». Мощность этих тел не превышает обычно 10—12 м, иногда они имеют нечетко выраженное полосчатое строение. Пикриты в контактах с вмещающими их тонкообломочными слонстыми вулканомиктовыми породами нередко образуют послойные инъекции в последних. В зоне контактов вулканомиктовые породы иногда перекристаллизованы, а пикриты обычно интенсивно серпентинизированы и содержат редкие линзовидные ксенолиты вулканомиктовых пород.

На левобережье р. Савульч также установлен ряд крупных даек пикритов. Одна из них хорошо отпрепарирована и четким гребнем вытягивается по склону в субширотном направлении на 200 м. Мощность дайки 30—40 м. Другая дайка вытягивается в северо-восточном направлении. Ее протяженность около 250 м при максимальной ширине выходов 150 м. Пикриты, слагающие это тело, интенсивно серпентинизированы и разрушены, образуя крупноглыбовые развалы в серпентинитовой дресве и глине. Среди развалов массивных пикритов дайки присутствуют отдельные глыбы пикритовых туфов с мелкими обломками пикритов и осветленных измененных вулканитов. Таким образом, видимо, и в данном случае с крупной дайкой пикритов ассоциирует небольшое эруптивное тело пикритовых брекчий. Присутствует также значительное количество более мелких даек пикритов мощностью

в несколько метров. Многие из них сильно разрушены и обнаруживаются лишь по развалам.

Таким образом, ультраосновные вулканы Камчатки представлены широким набором тел от даек и диатрем до подводных вулканических аппаратов. Приуроченность определенных типов тел к различным частям разреза валагинской серии можно рассматривать как следствие различной глубины их формирования. Вследствие блокового строения Восточно-Камчатского поднятия наиболее глубокие части разреза валагинской серии вскрываются в наиболее приподнятых и эродированных блоках.

Следовательно, все изученные тела ультраосновных пород можно систематизировать в зависимости от глубины эрозионного среза. Наиболее глубокому срезу соответствуют некоторые ультраосновные образования Южного участка, приуроченные к средней и верхней частям разреза валагинской серии. Показательно, что в этом районе ультраосновные вулканы тесно ассоциируют с телами полнокристаллических гипербазитов. Как отмечалось выше, здесь нередко наблюдаются переходы между пикритами и полнокристаллическими гипербазитами. Таким образом, подобные тела ультраосновных вулканических пород этого района могут рассматриваться в качестве наиболее глубокой фации ультраосновных вулканических систем — «корневой» системы, питавшей вулканические аппараты.

Менее глубокому эрозионному срезу отвечают, по-видимому, ультраосновные вулканы Северного участка, представленные системой даек и силлов среди пород верхней части валагинской серии. Они, как правило, пересекают интрузивные образования толбачинского комплекса. Некоторые из них, сложенные брекчиями пикритов, несомненно, также являются межпластовыми инъекциями обломочного вулканического материала. Наименее глубокий эрозионный срез характеризует Центральный участок вследствие присутствия здесь подводного вулканического аппарата Хребтового, а также приуроченности ультраосновных вулканических пород этого района к верхней части разреза валагинской серии.

Все разновидности тел ультраосновных вулканических пород связаны друг с другом постепенными переходами; кроме того, породы даек сходны с породами краевых частей гипербазитовых интрузивов и переходят в них, а подводные вулканические сооружения пикритов входят как составные части в мощную толщу поздне меловых вулканических пород.

Суммируя все сказанное, можно сделать вывод, что образование тел ультраосновных вулканических пород было связано с внедрением в верхние горизонты коры ультраосновного расплава, происшедшим на заключительной стадии инициального базальтового вулканизма. Вместе с тем соотношения пикритов с вмещающими их образованиями свидетельствуют о достаточно длительном временном интервале проявлений ультраосновного вулканизма и его многофазовом характере. В зависимости от глубины становления расплава в толще геосинклинальных вулканических и вулкано-

генно-осадочных пород Камчатской геосинклинали образовался тот или иной тип ультраосновных вулканических тел — от субвулканических образований, связанных переходами с полнокристаллическими интрузиями, до подводных вулканических аппаратов, сформировавшихся в результате накопления ультраосновного магматического материала на морском дне.

Петрографическая характеристика ультраосновных вулканитов и нодулей гипербазитов

Пикриты вулканических аппаратов

Эффузивные и эксплозивные разновидности пикритов охарактеризованы на примере детально изученного вулкана Хребтового, в строении которого, как было показано выше, принимают участие шаровые лавы, стратифицированные вулканические брекчи с обломками пикритов различных типов и в разной степени преобразованных «осветленных» основных вулканических пород, а также туфы, цементирующие обломки в вулканических брекчиях и слагающие самостоятельные горизонты.

Лавы являются порфировыми породами с массивной, а в краевых частях шаров обычно с миндалекаменной текстурой. Корка шаров в ряде случаев шлаковидная, стекловатая. Вкрапленники представлены прекрасно образованными кристаллами оливина, размер которых варьирует от 0,5 до 5 мм, а иногда достигает 10—15 мм (табл. III, а и б). Вариации размера кристаллов обычно градиационные, реже намечаются отдельные их генерации, достаточно четко разделяющиеся по размеру. Для мелких кристаллов оливина в ряде случаев характерна вытянутая форма зерен. Количество вкрапленников колеблется от 35 до 58 % (табл. 2), причем иногда устанавливается увеличение количества вкрапленников и их размера от краевых к центральным частям шаров и подушек. В серии последовательных потоков от подстилающих к перекрывающим нередко наблюдается уменьшение количества вкрапленников при некотором увеличении их преобладающего размера. Например, для трех потоков количество вкрапленников соответственно изменяется от 56 до 46 и затем до 35 %. Характерно, что в этом же направлении подушечные лавы сменяются шаровыми со все уменьшающимися размерами шаров. Судя по оптическим данным (табл. 3), оливин представлен форстеритом со средним содержанием Fe , равным 8 %, при вариации в пределах единичных кристаллов от 5 до 11 % Fe . Мелкие зерна оливина, а также оливина из краевых частей шаров интенсивно серпентинизированы. Совместно с оливином иногда присутствуют единичные вкрапленники граната. Обычно они интенсивно резорбированы и окружены каймой тонкозернистого серпентина и хлорита.

Корочка закалки шаров и подушек толщиной в несколько миллиметров сложена в различной степени серпентинизированным темно-коричневым вулканическим стеклом. Основная масса лав в большинстве случаев крайне специфична. Она представлена пересекающимися, сноповидными, сферолитовыми, перистыми агрегатами игольчатых и шестоватых скелетных кристаллов бледно-зеленого клинопироксена, которые часто напоминают по форме рыбьи скелеты (табл. III, б). В отдельных случаях основная масса лав практически нацело состоит из таких кристаллов клинопироксена, в других — в ней в значительном количестве присутствует серпентин-хлоритовое вещество, видимо, заместившее вулканическое стекло. Серпентин основной массы характеризуется следующими показателями преломления: $N_g=1,560$, $N_p=1,540$, а хлорит — $N_g=1,595$. От краевых к центральным частям шаров и подушек устанавливается постепенное изменение строения основной массы от стекловатой к тончайшему «войлоку» микроагрегатных кристаллов клинопироксена. В центре лавовых подушек происходит увеличение размера кристаллов пироксена до 1—1,5 мм с развитием скелетных форм кристаллов, часто образующих сложно-блоковые сростания.

Преобладающая разновидность клинопироксена основной массы лав представлена авгит-диопсидом (табл. 4) с вариациями оптических констант $2V_{Ng} = 57 \div 60^\circ$; $Ng = 1,715 \div 1,724$; $Nm = 1,698 \div 1,707$; $Np = 1,681 \div 1,700$. Центральные части более крупных кристаллов клинопироксена почти бесцветны ($Ng = 1,709$; $Np = 1,682$), тогда как их краевые части отличаются интенсивной зеленой окраской, плеохроизмом и повышенными значениями показателей преломления и угла $2V(2V_{Ng} = 62^\circ, Ng = 1,731, Np = 1,706)$, что, видимо, связано с обогащением их центральных частей диопсидовым, а краевых частей — эгириновым компонентом. В отдельных редких потоках клинопироксен основной массы представлен короткопризматическими, часто скелетными кристаллами, со значительным количеством серпентин-хлоритового мезостазиса между ними. Наряду с пироксеном в основной массе присутствуют редкие мелкие зерна рудного минерала, иногда зерна рудного минерала включены также в кристаллы оливина.

Общей особенностью лав служит постоянное присутствие в них миндалин с диаметром 1—1,5 мм. Количество их обычно возрастает от центра (5—6%) к периферическим частям шаров (13—18%) и максимально в кластических породах, выполняющих пространство между шарами и представляющих собой обломки самой краевой части шаров и подушек. Выявляется также тенденция возрастания количества миндалин в серии последовательных потоков. Миндалины выполнены серпентинитом и хлоритом, к которым в ряде случаев присоединяется карбонат. Возле миндалин постоянно отмечаются зоны закали, характеризующиеся резким уменьшением размеров микролитов клинопироксена.

Вулканические брекчии содержат в обломках оливиновые, в меньшей степени пироксен-оливиновые и значительно реже гранат-оливиновые пикриты. Первые две разновидности аналогичны пикритам даек, силлов и лав. Количество вкрапленников оливина и клинопироксена варьирует в них в широких пределах (см. табл. 2). Преобладают пикриты с содержанием вкрапленников оливина от 53 до 57% (табл. IV, а). В крупноглыбовых вулканических брекчиях верхней части разреза вулкана Хребтового количество вкрапленников в целом возрастает (от 41 до 63%), увеличивается и их средний размер. В пикритах этого горизонта возрастает также количество вкрапленников и субвкрапленников клинопироксена, в значительном количестве появляются полнокристаллические клинопироксен-оливиновые обособления, образующие иногда самостоятельные обломки в брекчиях. Пикриты вулканических брекчий основания вулкана, напротив, как правило, обеднены вкрапленниками оливина, количество которых изменяется от 14 до 37%, и характеризуются повышенным количеством миндалин по сравнению с пикритами вулканических брекчий средней и верхней частей разреза вулкана.

Оливин вкрапленников представлен обычно прекрасно образованными кристаллами. В пикритах верхней части разреза вулкана размер кристаллов оливина нередко достигает 10—12 мм, тогда как пикриты вулканических брекчий основания вулкана характеризуются размером вкрапленников оливина от 1 до 3 мм. В отдельных разновидностях пикритов присутствуют мелкие (до 1 мм) удлиненные, а иногда и скелетные кристаллы оливина. Оливин всех разновидностей пикритов, судя по оптическим данным (см. табл. 3), представлен высокомагнезиальной разновидностью с содержанием 7—9% Fa . Оливин в различной степени замещен минералами группы серпентина. Наиболее интенсивно оливин преобразован в миндалекаменных разновидностях пикритов, причем в пикритах основания вулкана со значительным количеством миндалин оливин, как правило, надел серпентинизирован.

Клинопироксен образует вкрапленники до 2—3 мм и субвкрапленники. Часто он обладает хорошо выраженной зональностью. В центральных частях кристаллов почти бесцветен, в краевых иногда окрашен в зеленоватый цвет. Соответственно меняются и оптические константы от центра кристалла ($2V_{Ng} = 57^\circ$; $Ng = 1,704$; $Nm = 1,681$; $Np = 1,670$) к его периферии ($2V_{Ng} = 59^\circ$; $Ng = 1,711$; $Nm = 1,690$; $Np = 1,683$). Периферические части зерен имеют, как правило, одинаковые константы с микролитами клинопироксена основной массы из тех же пород ($2V_{Ng} = 58 \div 60^\circ$, $Ng = 1,711$; $Np = 1,683$). Клинопироксен относится к серии диопсид-авгита, в отдельных случаях обогащен в краевых частях кристаллов эгириновым компонентом.

Южный	Оливиновые пикриты (2), «Озерновская»	$\frac{49}{48,7-49,4}$	—	—	+	$\frac{9,8}{8,5-19,5}$	$\frac{37}{32-42,1}$	
	Оливиновые пикриты (2), «Савульская-1»	$\frac{54,8}{52,5-57,1}$	—	—	+	—	$\frac{45,2}{42,9-47,5}$	
	Оливиновые пикриты (4), «Савульская-2»	$\frac{42,8}{39,8-50,6}$	—	—	+	$\frac{8,4}{5,3-9,5}$	$\frac{48,6}{45,5-53,8}$	
	Обломки пикритов связующей туфовой массы (5), «Са- вульская-1 и 2»	$\frac{25,4}{22,4-29,1}$	—	—	+	$\frac{31}{26,6-34,7}$	$\frac{43,6}{42,3-44,3}$	
Дайки и силлы	Цент- ральный	Пироксен-оливиновые пикриты (2)	$\frac{49,4}{44-54,8}$	$\frac{15,6}{15,1-16,5}$	—	+	—	$\frac{43,0}{30,1-56,0}$
	Северный	Оливиновые пикриты (5)	$\frac{51,6}{40,3-57,6}$	—	—	+	$\frac{7,5}{10-16,5}$	$\frac{38,1}{17,4-56,4}$
		Пироксен-оливиновые пикриты (2)	$\frac{53,0}{49,8-56,1}$	$\frac{2,2}{0,7-3,7}$	—	+	$\frac{7,7}{5,7-9,7}$	$\frac{37,2}{33,6-40,8}$
		Флогопитовые пикриты (5)	$\frac{52,1}{48,2-54,3}$	$\frac{3,5}{3,0-7,5}$	$\frac{7,4}{1,5-15,0}$	+	—	$\frac{12,5}{10,3-17,2}$
	Южный	Оливиновые пикриты (2)	$\frac{55,9}{53,4-58,3}$	—	—	+	—	$\frac{44,2}{41,7-46,6}$
		Пироксен-оливиновые пикриты (4)	$\frac{61,5}{55,9-73,7}$	$\frac{13,6}{12,3-15}$	—	+	—	$\frac{19}{12,4-23,3}$
		Флогопитовые пикриты (4)	$\frac{58,0}{56,3-60,5}$	$\frac{10,5}{1,4-15}$	$\frac{4,9}{3,4-5,6}$	+	—	$\frac{15,6}{14,7-16,5}$

Примечание. В числителе — среднее содержание минерала; в знаменателе — интервал вариаций его содержаний. Крестиками показано присутствие единичных зерен минерала.

Оптические свойства и состав оливинов пикритов Камчатки

Типы тел, породы	$2V$	N_g	N_p	Fa, %
Вулкан Хребтовый				
Лавы пикритов	$\frac{87 (5)}{86-88}$ (86-88)	$\frac{1,687 (6)}{1,681-1,692}$ (1,681-1,692)	$\frac{1,650 (6)}{1,644-1,656}$ (1,645-1,656)	$\frac{8 (6)}{5-11}$ (5-11)
Пикриты из обломков в брекчиях	$\frac{86 (3)}{85-87}$	$\frac{1,687 (5)}{1,684-1,689}$	$\frac{1,650 (5)}{1,649-1,652}$	$\frac{8 (5)}{7-9}$
Полнокристаллические гипербазиты включений	$\frac{87 (2)}{86-88}$ (88)	$\frac{1,691 (8)}{1,684-1,697}$ (1,684-1,696)	$\frac{1,660 (8)}{1,648-1,684}$ (1,648-1,660)	$\frac{11 (8)}{7-13}$ (7-12)
Брекнии пикритов из диатрем:				
«Попутная Северная»	$\frac{88 (7)}{87-90}$ (88-90)	$\frac{1,684 (11)}{1,679-1,690}$ (1,683-1,690)	$\frac{1,649 (11)}{1,645-1,654}$ (1,648-1,654)	$\frac{7 (11)}{4-10}$ (4-8)
«Попутная Южная»	$\frac{88 (4)}{(-)}$ (-)	$\frac{1,685 (4)}{1,683-1,688}$ (1,683-1,687)	$\frac{1,650 (4)}{1,647-1,652}$ (1,648-1,652)	$\frac{8 (4)}{7-9}$ (7-9)
«Озерновская»	88	1,690	1,655	11
Пикриты из даек и силлов:				
Северный участок	$\frac{87 (7)}{85-88}$ (85-88)	$\frac{1,693 (15)}{1,680-1,714}$ (1,680-1,714)	$\frac{1,656 (15)}{1,644-1,675}$ (1,644-1,675)	$\frac{11 (15)}{5-21}$ (5-21)
Центральный участок	$\frac{86}{(-)}$ (-)	$\frac{1,687 (21)}{1,678-1,695}$ (1,679-1,695)	$\frac{1,651 (21)}{1,644-1,658}$ (1,644-1,658)	$\frac{25 (21)}{5-12}$ (6-12)
Южный участок	$\frac{87 (2)}{86-87}$ (86-87)	$\frac{1,686 (3)}{1,682-1,688}$ (1,682-1,688)	$\frac{1,649 (3)}{1,646-1,651}$ (1,646-1,650)	$\frac{7 (3)}{6-8}$ (6-8)

Примечание. В числителе — среднее значение и количество определений, в знаменателе — интервал колебания оптических констант или состава. В скобках — вариации оптических констант и состава в пределах одного кристалла.

Оптические свойства клинопироксенов пикритов

Типы тел, породы	$2V Ng$	Ng	Nm	Np		
Вулкан Хребтовый	Лавы пикритов	59 (6)	1,722 (7)	1,703 (2)	1,692 (7)	
		57—60	1,709—1,731	1,698—1,707	1,682—1,706	
		(58—60)	(1,715—1,731)	(1,698—1,707)	(1,691—1,706)	
	Пикриты обломков в брекчиях	59 (5)	1,713 (7)	1,686 (4)	1,682 (7)	
		56—62	1,704	1,681—1,693	1,670—1,692	
		(60—62)	(1,707—1,718)	(1,681—1,690)	(1,670—1,683)	
	Полнокристаллические гипербазиты	58 (13)	1,709 (7)	1,692 (5)	1,685 (7)	
		56—60	(1,705—1,719)	1,690—1,698	1,678—1,692	
		(56—60)	(1,705—1,709)	(—)	(1,678—1,685)	
	Брекчии пикритов из диатрем:	«Попутная Северная»	59 (4)	1,712 (5)	1,690 (3)	1,686 (5)
			58—60	1,708—1,720	1,688—1,691	1,682—1,693
			(—)	(1,710—1,720)	(—)	(1,685—1,693)
«Попутная Южная»		57	1,713 (10)	1,690 (8)	1,688 (10)	
		(58—62)	1,702—1,750	1,682—1,698	1,674—1,725	
		(—)	(1,707—1,750)	(1,682—1,698)	(1,683—1,725)	
«Кроноцкая»		(—)	1,711	1,692	1,686	
«Озерновская»		56—59	1,709 (3)	1,691 (3)	1,685 (3)	
		(—)	1,705—1,716	1,686—1,698	1,681—1,692	
		(—)	(1,705—1,716)	(1,686—1,698)	(1,681—1,692)	
Пикриты из даек и силлов:		Северный участок	57 (38)	1,709 (13)	1,687 (10)	1,682 (13)
			54—62	1,700—1,745	1,677—1,693	1,670—1,719
	(55—62)		(1,701—1,714)	(1,677—1,691)	(1,670—1,633)	
	Центральный участок	59 (18)	1,717 (4)	1,690	1,692 (5)	
		56—62	1,708—1,728	(—)	1,684—1,702	
		(56—60)	(1,711—1,721)	(—)	(1,684—1,700)	
	Южный участок	58 (3)	1,710 (2)	1,691 (2)	1,685 (2)	
		57—58	1,707—1,713	1,688—1,694	1,682—1,688	
		(57—58)	(—)	(—)	(—)	

Примечание. В числителе — среднее значение и количество определений, в знаменателе — интервал колебания оптических констант. В скобках — вариации оптических констант в пределах одного кристалла.

В пикритах постоянно присутствуют реликты единичных зерен граната, обычно окруженных каймой серпентина, хлорита, карбоната. Основная масса пикритов преимущественно микролитовая, реже витрофировая. Микролиты представлены короткопризматическими, иногда скелетными кристаллами бледно-зеленого клинопироксена. Реже основная масса пикритов из обломков в вулканических брекчиях аналогична основной массе пикритов лав и состоит из агрегатных и шестоватых скелетных кристаллов зеленого пироксена. Оптические константы пироксена варьируют в следующих пределах: $2V_{Ng} = 56 \div 62^\circ$; $N_g = 1,707 \div 1,718$; $N_p = 1,678 \div 1,692$, они свидетельствуют об его принадлежности к диопсид-авгитовой серии. Краевые части кристаллов пироксена в ряде случаев интенсивно окрашены в зеленый цвет, отличаются заметным плеохроизмом и, видимо, характеризуются эгрин-диопсидовым составом. В последнем случае с клинопироксеном в основной массе обычно ассоциируют микролиты темной слюды, а в единичных случаях в основной массе этих пикритов появляются отдельные зерна нацело измененного (сожуритизированного или карбонатизированного) плагиоклаза. Обломки такого типа пикритов встречаются преимущественно в вулканических брекчиях верхних частей разреза вулканической постройки.

В пикритах постоянно присутствуют мелкие зерна рудных минералов — хромшпинелидов, обычно образующих включения в кристаллах оливина, и минералов серии магнетита, ассоциирующих с клинопироксеном основной массы. Все перечисленные выше минералы пикритов погружены в серпентин-хлоритовое вещество, сохраняющее в ряде случаев реликты в различной степени девитрифицированного темно-коричневого вулканического стекла. В более редких случаях последнее преобладает, слагая основную массу некоторых разновидностей пикритов. В пикритах постоянно присутствуют миндалины округлой формы с максимальным размером до 1—1,5 мм. Они выполнены серпентином и хлоритом. Нередко миндалины окружены зонами закалки с развитием в них агрегатных игольчатых и скелетных микрокристаллов клинопироксена. В протолочных пробах пикритов из вулканических брекчий кроме породообразующих минералов присутствуют хромшпинелиды, циркон и гранаты — альмандины и андрадиты.

Гранат-оливиновые пикриты в вулканических брекчиях по сравнению с оливиновыми и пироксен-оливиновыми пикритами присутствуют в резко подчиненном количестве. Их обломками обогащены отдельные горизонты брекчий. В этих породах вкрапленники граната нередко преобладают над вкрапленниками оливина. Содержание вкрапленников последнего варьирует от 15 до 30%. Преобладающий размер кристаллов оливина 1—3 мм; как правило, оливин нацело замещен серпентином.

Гранат представлен как идиоморфными, так и резорбированными кристаллами (табл. IV, б); иногда мелкие зерна бесцветного граната включены в оливине. Максимальный размер кристаллов граната 1,5—2 мм в поперечнике. Гранаты в шлифах значительно варьируют по окраске от практически бесцветных или бледноокрашенных желтовато-розовых кристаллов до темно-бурых. Нередко окраска изменяется в пределах отдельных кристаллов, причем в этих случаях центральные части кристаллов обычно бесцветны, а края заметно окрашены. Гранаты постоянно окружены реакционными каймами: в одних случаях это коричнево-красное стекло, в других тонкозернистое серпентин-хлоритовое или серпентин-хлорит-карбонатное вещество.

В гранат-оливиновых пикритах присутствуют единичные (до 1,5 мм) вкрапленники бледно-зеленого клинопироксена. Основная масса пород либо витрофировая, представленная коричневым в различной степени девитрифицированным стеклом ($N = 1,615 \div 1,618$), либо серпентин-хлоритовая с обильными мелкими короткопризматическими кристаллами клинопироксена и зернами магнетита. Редко основная масса сложена почти нацело удлиненными кристаллами бледно-зеленого клинопироксена. В породах постоянно присутствуют миндалины, выполненные серпентином, хлоритом и карбонатом. В протолочных пробах гранат-оливиновых пикритов преобладают гранаты светло-розового ($N = 1,780 \div 1,785$) и оранжевого цветов ($N = 1,806$), а также присутствуют зерна хромшпинелидов и циркона.

Обломки осветленных (родингитизированных) вулканических пород распространены практически повсеместно в пределах вулкана Хребтового, причем отдельные горизонты вулканических брекчий, например, в основании разреза вул-

кана, значительно ими обогащены. Размер обломков осветленных пород варьирует от первых сантиметров до 10—15 см, достигая в исключительных случаях 40—50 см. Они характеризуются порфировой структурой и часто миндалекаменной текстурой. Степень преобразования этих пород увеличивается обычно от краевых частей обломков, еще сохранивших реликты порфировой структуры, к их центральным частям, сложенным тонкозернистым минеральным агрегатом светло-серого, белого цвета. Изменению подвергаются клинопироксен-оливиновые и плагиоклаз-клинопироксен-оливиновые базальты, а также пикриты, отличающиеся, как правило, пониженным содержанием вкрапленников оливина, сходные с пикритами основания разреза вулкана.

Преобразование как базальтов, так и пикритов начинается с изменения их основной массы. В ней появляются многочисленные «пятна», сложенные агрегатом зерен граната, с которым ассоциируют карбонат, хлорит и игольчатые кристаллы бесцветного клинопироксена — диопсида. Оливин замещается тремолит-актинолитом и карбонатом, либо агрегатом зерен граната, карбоната и игольчатых кристаллов диопсида, а иногда гранатом и рудным минералом, но сохраняет при этом свою форму. Клинопироксен карбонатизируется и замещается агрегатом мелких игольчатых кристаллов диопсида ($N_g=1,693$; $N_p=1,670$). Появляются неправильной формы выделения барита ($N_g=1,643 \div 1,648$; $N_p=1,632 \div 1,636$). Гранаты имеют гроссуляр-андрадитовый состав. Показатели преломления их варьируют от $N=1,754 \div 1,765$ до $N=1,841 \div 1,870$. Присутствуют также редкие зерна розового альмандина ($N=1,780 \div 1,785$). Максимально преобразованные породы нацело утрачивают свою порфировую первичную структуру и признаки исходного состава, превращаясь в пятнистый агрегат из зерен граната, карбоната, игольчатых кристаллов диопсида, а иногда и барита.

Туфы пикритов цементируют обломки в вулканических брекчиях, а также слагают маломощные прослои в них. Это черные породы с хорошо различной кластической структурой. Средний размер обломков обычно не превышает первых миллиметров, реже преобладают более крупные обломки. Наряду с обломками пикритов часто в различном количестве присутствуют и обломки осветленных пород. Форма их, как правило, полуглобальная, угловатая, иногда присутствуют обломки с резко неправильными «рваными» гранями. Сложены туфы в основном обломками специфической мелкопорфировой разновидности пикритов. До одной трети объема последних составляет нацело серпентинизированный оливин, размер кристаллов которого не превышает 3—4 мм, преобладают же кристаллы размером 1—1,5 мм. Кроме того, присутствуют редкие зерна граната и хромшпинелида, а иногда единичные мелкие зерна субвкрапленников клинопироксена.

Основная масса пикритовых обломков представлена буро-коричневым изотропным стеклом ($N=1,575$), которое в различной степени замещено серпентином и хлоритом и постоянно обладает характерной «пузыристой» структурой (табл. IV, в), определяющейся наличием в стекле многочисленных, иногда смыкающихся овоидальных обособлений серпентина, хлорита, а иногда и карбоната. В основной массе отдельных обломков присутствуют мельчайшие короткопризматические или удлиненные кристаллы клинопироксена, причем прослеживаются все стадии раскристаллизации стекла («войлок» пироксена с последующим увеличением их размеров. Характерно высокое содержание миндалинов в обломках пикритов, слагающих туфы, количество которых достигает 20—30 %. Размер их обычно невелик — 0,3—0,5 мм, выполнены они серпентином, хлоритом, карбонатом. Следует отметить, что пикритовые туфы часто полностью серпентинизированы. В протолочных пробах туфов присутствуют хромшпинелиды, гранаты, циркон, рутил, корунд, барит, карбонат (кальцит и магнезит), а также роговая обманка, ортопироксен (энстатит и гиперстен), флогопит и биогит.

Гранаты присутствуют в значительном количестве. Они представлены как хорошо образованными кристаллами, так и округлой формы зернами в «рубашках» из серпентина и хлорита. Цвет гранатов и их состав значительно варьируют. Различают следующие гранаты: 1) сиренево-розового цвета ($N=1,779 \div 1,785$), 2) розовые и светло-розовые ($N=1,785 \div 1,810$), 3) оранжевые и сиренево-коричневые ($N=1,848 \div 1,856$), 4) желто-зеленые и зеленые ($N=1,855 \div 1,860$), 5) бесцветные, водяно-прозрачные ($N=1,876$), а также сахаровидные, белые, присутствующие исключительно в виде неправильной формы реликтов в серпентине и хлорите. Можно предполагать, что гранаты первой и второй группы

относятся к альмандинам: гранаты третьей группы представлены андрадитами, а к четвертой группе относятся гранаты андрадит-уваровитового состава. Бесцветный водяно-прозрачный гранат является андрадитом. В значительном количестве наряду с гранатами присутствуют и хромшпинелиды.

Пикриты диатрем и пластовых залежей

Брекчи диатрем и силлов состоят из различного размера обломков оливиновых и в меньшем количестве пироксен-оливиновых пикритов, в общем аналогичных пикритам из обломков в вулканических брекчиях вулкана Хребтового (табл. III, в). Количество вкрапленников оливина в пикритах варьирует от 35 до 57 % (см. табл. 2).

Вкрапленники редко превышают в поперечнике 3—5 мм. Оптические свойства и состав оливинов пикритов различных диатрем близок (см. табл. 3) и изменяется в пределах 4—11 % Fa . В пикритах обломков некоторых тел присутствуют обычно немногочисленные мелкие вкрапленники (до 1,5—2 мм) кристаллов бесцветного, бледно-зеленого клинопироксена диопсид-авгитового состава ($2V_{Ng} = 56 \div 58^\circ$; $Ng = 1,702 \div 1,709$; $Nm = 1,682 \div 1,690$; $Np = 1,674 \div 1,683$), количество которых не превышает 2—3 %. В пикритах постоянно присутствуют мелкие зерна хромшпинелидов и минералов серии магнетита, а также редкие, обычно резорбированные зерна гранатов.

Основная масса пикритов — витрофирова я либо микролитовая с серпентин-хлоритовым мезостазисом, состоящая из различного размера кристаллов клинопироксена, причем в пикритах ряда диатрем нередко отмечалась основная масса из сложноагрегатных и шестоватых скелетных кристаллов клинопироксена. Состав клинопироксена основной массы пикритов различных тел, судя по оптическим данным, близок. Так, значения оптических констант клинопироксенов пикритов различных тел изменяются незначительно ($2V_{Ng} = 56 \div 60^\circ$; $Ng = 1,709 \div 1,713$; $Nm = 1,690 \div 1,692$; $Np = 1,685 \div 1,688$), свидетельствуя о сходстве составов преобладающей разновидности клинопироксенов. Однако в пределах отдельных кристаллов устанавливаются значительные вариации оптических свойств и состава клинопироксенов, связанные с обогащением их краевых частей эгириновым компонентом. В пикритах некоторых диатрем к клинопироксену присоединяются микролиты оливина либо чешуйки флогопита.

Характерно постоянное присутствие в основной массе пикритов значительного количества миндалин, составляющих иногда до одной трети объема пород, причем увеличение количества миндалин обычно коррелируется с уменьшением количества вкрапленников оливина и их среднего размера. Максимально эта тенденция выражена в мелких обломках пикритов из связующей туфовой массы. Как правило, устанавливается прямая зависимость между количеством миндалин и степенью серпентинизации оливина. Выполнены миндалины тонкозернистым серпентин-хлоритовым агрегатом и (или) карбонатом. Последний тип выполнения миндалин характерен, например, для пикритов диатремы «Попутная Южная».

От охарактеризованных выше пикритов, диатрем и силлов значительно отличаются пикриты диатремы «Попутная Восточная». Они характеризуются часто пониженным содержанием вкрапленников оливина, удлинненными формами их мелких кристаллов и значительным количеством вкрапленников клинопироксена, который иногда преобладает. К ним присоединяются редкие зерна (до 0,5—1 мм) рудного минерала. Все эти минералы располагаются в черно-буром, обычно малоизмененном вулканическом стекле. Иногда в нем присутствуют мелкие микролиты клинопироксена. Следует отметить, что наряду с обломками пикритов во всех брекчиевых телах, как правило, присутствуют обломки осветленных (родингитизированных) пикритов и базальтов.

Пикритовая туфовая связующая масса брекчий диатрем и силлов сходна с туфами вулкана Хребтового. Для них характерны неправильные, извилистые и «рваные» ограничения обломков пикритов, «пузыристое», с большим количеством миндалин строение основной массы, высокая степень серпентинизации, относительно небольшой размер вкрапленников оливина (1—3 мм) и обычно измененный их характер, редкое присутствие вкрапленников клинопироксена. Количество последних значительно лишь в туфах одной диатремы «Попутной Восточной». Количество вкрапленников оливина в обломках пикритов связующей туфовой

массы обычно меньше, чем в обломках брекчий, а количество миндалинов, наоборот, значительно больше.

В протолочных пробах туфов и мелкообломочных брекчий установлены гранаты, хромшпинелиды и минералы серии магнетита, ильменит, ортопироксен (энстатит и гиперстен), базальтическая и обыкновенная роговая обманка, циркон, сфен, рутил, ставролит, анатаз, дистен, муассанит, апатит, флюорит, целестин, барит, эпидот, карбонаты (кальцит и магнезит). Гранаты разнообразны по цвету, форме и широко варьируют по составу. Среди них установлены зерна пирропа ($N=1,748 \div 1,750$; $a=1,149$ нм) и гранаты пироп-альмандинового ряда ($N=1,755 \div 1,790$). Кроме того, в брекчиях всех изученных нами тел присутствуют светло-розовые, розовые гранаты альмандинового состава ($N=1,785 \div 1,809$) и светло-желтые — оранжевые гранаты гроссуляр-андрадитового, андрадитового состава ($N=1,760 \div 1,780$). Все эти гранаты представлены как хорошо образованными кристаллами, так и округлой формы зернами, часто заключенными в оболочку серпентин-хлоритового вещества. Широко распространены водно-прозрачные ромбододекаэдрические кристаллы андрадита ($N=1,878$; $a=1,202$ нм). Следует отметить, что по «набору» аксессуарных минералов намечается некоторая дифференциация диатрем. Так, например, присутствие пирропа, муассанита, графита, анатаза, дистена отличает диатремы района оз. Кроноцкого. В целом для пород диатрем характерны присутствие значительного количества хромшпинелидов и относительно редкая встречаемость минералов серии магнетита.

Пикриты даек и силлов

Пикриты, слагающие дайки и силлы, представляют собой порфиновые породы с многочисленными вкрапленниками оливина, кристаллы которого в отдельных телах достигают 5—7 см (табл. I, 2). Оливин погружен в черную с зеленоватым оттенком основную массу, в которой иногда присутствуют кристаллы зеленого пироксена и пластинки темной слюды. Количество слюды увеличивается в отдельных телах. Текстура всех разновидностей пикритов массивная, реже полосчатая (табл. II, а и б). Полосчатость проявлена преимущественно в силлах и обусловлена ритмичным чередованием пикритов с различным содержанием вкрапленников оливина. Мощности этих прослоев в разных телах варьирует от первых сантиметров до 20—30 см. Избирательная устойчивость пикритов к процессам изменения и выветривания в силу варьирующего количества стекловатого мезостазиса в них определяет специфический ребристый («калориферный») облик полосчатых пород в обнажениях. Наиболее широко силы полосчатого строения распространены на Центральном участке в пределах вулкана Хребтового и на Северном участке. По составу вкрапленников среди них выделяют оливниновые, пироксен-оливниновые и флогопит-пироксен-оливниновые пикриты. Следует отметить, что в ряде тел наблюдаются переходы от оливниновых к пироксеновым пикритам, либо от пироксеновых к флогопитовым их разновидностям.

Все разновидности пикритов представляют собой порфиновые породы, иногда с миндалекаменной текстурой, содержащие от 40 до 74% вкрапленников оливина, к которым в пироксеносодержащих пикритах присоединяются вкрапленники или субвкрапленники клинопироксена (до 15%), а во флогопитовых пикритах еще и флогопит (от 1—3 до 15%) (см. табл. 2). Все эти вкрапленники располагаются в преобразованной стекловатой или микролитовой основной массе (табл. III, 2). Количество вкрапленников и степень раскристаллизованности основной массы пород возрастают от оливниновых к флогопитовым пикритам. В отдельных телах установлены переходы флогопитовых пикритов в порфировидные, практически полнокристаллические породы с незначительным количеством серпентин-хлоритового мезостазиса. Минералы вкрапленников во всех разновидностях пикритов нередко образуют скопления оливина совместно с пироксеном, реже одного из этих минералов, слагая участки полнокристаллического строения. Во флогопитовых пикритах в этих сегрегациях обычно участвует и флогопит. Кристаллические обосложения варьируют от первых миллиметров до крупных полнокристаллических включений, достигающих 10—15 см в поперечнике. Как правило, они представлены верлитами с незначительным количеством серпентин-хлоритового мезостазиса, а иногда и миндалинами в нем.

В основной массе пикритов часто присутствуют немногочисленные (3—5 %, редко до 15—20 %) миндалины округлой формы диаметром до 1 мм, выполненные тонкозернистым агрегатом серпентина и хлорита, к которым крайне редко присоединяется карбонат. Возле миндалин в пикритах с микролитовыми основными массами обычно наблюдаются зоны закалки, а в породах с витрофированными структурами — «ожелезнение» прилегающих к миндалинам участков стекла.

Оливин из вкрапленников всех разновидностей пикритов образует, как правило, идиоморфные кристаллы, размер которых варьирует от 1—3 мм до первых сантиметров, причем иногда выделяются отдельные генерации кристаллов оливина, четко отличающиеся по размеру друг от друга; мелкие кристаллы оливина последних генераций в отдельных телах характеризуются резко удлиненными формами кристаллов.

Оливины различных генераций, судя по оптическим данным (см. табл. 3), близки по составу и представлены высокомагнезиальной разновидностью с $5-13\%$ Fa . Максимальные вариации состава (от 5% Fa в центре кристалла до 21% Fa в краевой части его) характерны для крупных кристаллов оливина даек и силлов Северного участка, тогда как для пикритов других участков максимальные колебания состава оливина находятся в пределах от 6 до 12% Fa , причем содержание Fa увеличивается, как правило, к периферии кристалла.

Оливин всегда в различной степени преобразован. Наиболее обычным процессом изменения оливинов является их серпентинизация, которая начинается с периферии кристаллов. Как правило, более крупные кристаллы замещены лишь частично, тогда как мелкие нацело серпентинизированы. Устанавливается также сопряженность степени серпентинизации оливина в пикритах с количеством миндалин в них. Наряду с процессами серпентинизации оливина в флогопитовых пикритах в отдельных телах оливин замещается тонкозернистым агрегатом талька либо бесцветного амфибола. Изредка по оливину развивается также карбонат.

Клинопироксен присутствует в пироксеновых и флогопитовых пикритах в виде вкрапленников и субвкрапленников короткопризматического габитуса, длина которых не превышает обычно 2—4 мм. Клинопироксен бледно-зеленый, в ряде случаев почти бесцветный, неплеохроичный. Иногда он характеризуется сложнопозональным строением и специфическими структурами песочных часов. Судя по преобладающим оптическим константам ($2V_{Ng}=58^\circ$; $N_g=1,709\div 1,706$; $Nm=1,693\div 1,684$; $Np=1,684\div 1,678$), клинопироксен относится к серии диосид-авгита. В ряде случаев узкая периферическая часть кристаллов клинопироксена отличается более интенсивной зеленой окраской, заметным плеохроизмом, повышенными показателями преломления и значениями $2V_{Ng}$, что связано с обогащением его эгириновой составляющей.

Флогопит вкрапленников образует таблитчатые кристаллы, в ряде случаев прекарно образованные, максимальная ширина которых достигает 3—5 мм. Окраска флогопита варьирует от бледно-оранжевой до буровато-красной. Значительно изменяются и его оптические константы. Так, в пределах одного из силлов показатели преломления флогопита (N) изменяются от 1,580 до 1,648 с преобладанием значений 1,615—1,625, а в другой — от 1,599 до 1,616. Краевые части кристаллов нередко отличаются более интенсивной окраской и повышенными показателями преломления, свидетельствующими, видимо, об обогащении краевых зон кристаллов флогопита железом.

Во всех разновидностях пикритов присутствуют редкие зерна граната, обычно интенсивно резорбированные. Наблюдались включения мелких зерен граната в оливине, а также «обтекание» зерен граната микролитами основной массы пород. Вокруг зерен граната постоянно наблюдаются реакционные каймы, сложенные тонкозернистым серпентин-хлорит-карбонатным материалом. Изучение гранатов из протоколных проб показало, что они широко варьируют по составу даже в пределах одного тела. Среди них установлены редкие мелкие зерна пирропа ($N=1,740\div 1,744$) и альмандина ($N=1,767\div 1,806$). Более широко распространены гранаты андрадитового состава ($N=1,850\div 1,878$), присутствующие практически во всех изученных нами телах. Характерно, что андрадиты часто представлены хорошо образованными кристаллами ромбододекаэдрического габитуса, варьирующими от бесцветных водяно-прозрачных до темно-бурых.

Основная масса пикритов представлена в различной степени девитрифицированным коричневым вулканическим стеклом. Показатель преломления наименее

изменной его разновидности $N=1,672 \div 1,676$. Стекло часто превращено в серпентин-хлоритовое вещество. Следует отметить, что стекловатая основная масса пикритов отдельных тел полностью лишена каких-либо микролитов. Типоморфным минералом основной массы пикритов является клинопироксен. Наиболее распространен короткопризматический бесцветный или бледно-зеленый пироксен диопсид-авгитового ряда ($2V_{Ng}=56 \div 58^\circ$; $Ng=1,707$; $Nm=1,687$; $Np=1,680$). В ряде случаев в краевых частях кристаллов он более интенсивно окрашен в зеленые тона и обладает заметным плеохроизмом. Это сопровождается обычно резорбцией кристаллов диопсид-авгита, возникновением скелетных форм кристаллов и появлением пироксенов второй генерации, образующих длиннопризматические кристаллы иногда до 1—1,5 мм с остроугольными окончаниями. Значение $2V_{Ng}$ возрастает в них до $62-64^\circ$, а показатели преломления увеличиваются до $Ng=1,745$, $Np=1,719$, что свидетельствует об их эгирин-диопсидовом составе.

Рудный минерал присутствует в пикритах в количестве 1—2 %, редко до 3—5 %. Наблюдаются мелкие округлые зерна хромшпинелидов, часто образующие включения в кристаллах оливина. Другая разновидность рудного минерала встречается только в основной массе пикритов и представлена обычно хорошо образованными кристаллами, относящимися к серии магнетита. Повышенное содержание магнетита характерно для разновидностей пикритов, обогащенных щелочами. В пироксеновых и особенно флогопитовых пикритах отмечено присутствие незначительного количества специфических скелетных кристаллов ильменита. В пикритах преимущественно с эгирин-диопсидовым составом микролитов клинопироксена, а также в разновидностях пород, краевые части микролитов клинопироксенов которых обогащены эгириновым компонентом, часто присутствуют многочисленные микролиты темной слюды, а иногда и игольчатые микролиты апатита.

Темная слюда во флогопитовых пикритах встречается в виде крупных таблитчатых микролитов. Небольшие микролиты слюды в значительно меньшем количестве присутствуют и в некоторых оливиновых и пироксеновых пикритах. Специфической особенностью основной массы флогопитовых пикритов служит также присутствие в ней наряду с серпентином и хлоритом тонкозернистого агрегата бесцветного амфибола и слюды. В единичных случаях в основной массе флогопитовых пикритов при значительной степени ее раскристаллизации отмечаются зерна обычно сильно преобразованного плагноклаза с содержанием около 85 % анортитового компонента.

В протоочных пробах пикритов даек и силлов помимо охарактеризованных выше гранатов и минералов, наблюдающихся в шлифах, установлены амфибол (базальтическая и обыкновенная роговая обманка), циркон, рутил, апатит, ставролит, флюорит.

Нодули полнокристаллических гипербазитов

Включения гипербазитов постоянно присутствуют в дайках и силлах, в вулканических брекчиях диатрем и силлов, а также в вулканических брекчиях рудокана Хребтового. Это обычно порфиридные среднезернистые породы, реже мелко-равномернозернистые. Они состоят из переменного количества моноклинового пироксена и оливина, к которым обычно присоединяется незначительное количество зерен хромшпинелида и редко магнетита. Выделяются все промежуточные разновидности от пироксенитов до оливинитов, однако преобладают в обломках, как правило, верлиты (см. табл. 2). Структура их обычно порфиридная, причем оливин образует идиоморфные кристаллы, промежутки между которыми выполнены более мелкими зернами клинопироксена. В некоторых разновидностях перидотитов присутствует еще одна генерация оливина в виде мелких округлых зерен, гранулирующих более крупные его кристаллы. В ряде случаев этот оливин преобладает, определяя «роговиковый» характер структуры пород и ее мелкозернистый характер. Крупные кристаллы оливина представлены частично серпентинизированным форстеритом ($2V_{Ng}=82 \div 86^\circ$; $Ng=1,687 \div 1,684$; $Np=1,657 \div 1,648$), а округлые мелкие зерна оливина характеризуются несколько более железистым составом ($2V_{Ng}=86 \div 88^\circ$; $Ng=1,697 \div 1,692$; $Np=1,659 \div 1,654$). В целом содержание железистого компонента в оливинах варьирует в пределах 7—13 % Fe.

Клинопироксен — бледно-зеленый или бесцветный, неплеохроичный, иногда зональный. Представлен он диопсид-авгитом ($2V_{Ng}=56\div 60^\circ$; $N_g=1,705\div 1,719$; $Nm=1,690\div 1,698$; $Np=1,678\div 1,692$) (см. табл. 4). В гипербазитах нередко присутствует до 10—15 % серпентин-хлоритового мезостаза, в котором расположены мелкие микролиты клинопироксена, иногда темной слюды, а в ряде случаев миндалины до 1 мм в поперечнике, выполненные хлоритом и (или) серпентином. Количество миндалин достигает изредка 10 %. Акцессорными минералами гипербазитов (по данным изучения протолочных проб) являются хромшпинелиды, минералы серни магнетита, циркон, редкие зерна граната.

Особенности минерального состава ультраосновных вулканитов

Наиболее распространенными минералами пикритов, присутствующими во всех их разновидностях, являются, как было показано выше, оливины, клинопироксены, хромшпинелиды и магнетиты, а из вторичных — серпентины и хлориты.

Оливин, присутствующий преимущественно в виде вкрапленников, характеризуется прекрасными кристаллографическими формами и иногда спайностью. По оптическим данным он высокомагнезиальный, с содержанием фаялитовой составляющей (Fa) от 4 до 20 % при модальном содержании 10 % Fa. Состав оливина незначительно варьирует в зависимости от фациальной принадлежности пикритов и их региональных особенностей (см. табл. 3, рис. 15). Оливины наиболее магнезиального состава характерны для пикритовых туфов, наименее магнезиальные оливины, как правило, наблюдаются в дайках и силлах. От туфов к пикритам даек и силлов устанавливается увеличение как размера кристаллов оливина, так и диапазона вариаций их состава. Региональные вариации состава оливина хорошо прослеживаются на примере его кристаллов из широко распространенных даек и силлов различных участков (рис. 15). «Валовые» химические анализы оливинов подтверждают их высокомагнезиальный характер, установленный на основании исследования оптических свойств (табл. 5). Для оценки степени однородности состава оливинов, выявления характера их зональности проведено исследование оливинов на электронно-зондовом анализаторе MS-46 (Камека) * (табл. 6). Как следует из этих данных, содержание фаялитового компонента в оливинах варьирует от 6 до 18 % Fa при модальном значении 12 % Fa, что является надежным статистическим подтверждением диапазона колебаний и преобладающего состава оливина, установленных на основании оптических определений. Различное содержание окислов магния и железа определяет зональный характер индивидов оливина с обычным возрастанием железистости к их периферии (рис. 16, а). В то же время наблюдаются кристаллы с ритмически повторяющимся зональным строением (рис. 16, в, г), а также «аномальные» зерна, в которых фиксируется увеличение содержания железа от периферии к центру

* Эти исследования, как и изучение состава хромшпинелидов и магнетитов, выполнены во ВСЕГЕИ Э. А. Багдасаровым.

Таблица 5

Химический состав (вес. %) и оптические свойства оливинов из пикритов Камчатки и содержащихся в них нодулей гипербазитов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	40,12	40,12	39,78	40,77	41,21	43,50	40,20	40,25	42,94	39,70
TiO ₂	0,05	0,09		0,01	0,01	0,04			0,05	
Al ₂ O ₃	0,17	0,33		0,06	0,10	0,58			0,60	
Fe ₂ O ₃	1,56	0,87		1,18	1,94	0,73	0,39	0,38	3,53	0,38
FeO	6,70	7,78	8,21	5,85	4,75	6,34	9,11	9,68	7,09	11,71
MnO	0,18	0,18	0,14	0,20	0,37	0,08	0,20	0,30	0,20	0,22
MgO	49,80	48,15	50,32	49,89	49,97	48,66	49,80	48,43	45,77	47,48
CaO	0,32	1,75	0,61	0,35	0,25	0,60	0,10		0,30	0,12
Na ₂ O	0,01	0,05	Следы	0,02	0,02	0,04	0,03		0,01	0,03
K ₂ O	0,01	0,05	Следы	0,07		0,01	0,03		0,02	0,02
П. п. п.	0,74	0,86	0,75	0,68	1,37			0,85		
H ₂ O ⁻	0,06			0,22	0,22					
Cr ₂ O ₃				0,01	0,01		0,05			
				0,18	0,27		0,30			0,28
Сумма	99,72	100,23	99,77	99,98	100,48	100,58	100,16	99,89	100,51	99,94
2V	87	86—88		86—88	85	86—88	88	85	87	87
<i>N_g</i>	1,682—1,689	1,681—1,690		1,684—1,689	1,679—1,683	1,683—1,690	1,686—1,691	1,680—1,714	1,687—1,692	1,687
<i>N_p</i>	1,644—1,650	1,645—1,652		1,649—1,652	1,645—1,647	1,648—1,654	1,650—1,655	1,644—1,675	1,652—1,656	1,654
Fa, %	5—9	5—9	8	7—9	4—8	7—10	8—10	5—21	8—12	10

Примечание. 1—9 — пикриты (1—3 — лавы оливиновых пикритов вулкана Хребтового, 4 — оливиновый пикрит, обломок в брекчиях вулкана Хребтового, 5—6 — оливиновые пикриты из обломков в брекчиях диатремы «Попутная Северная», 7 — пироксен-оливиновый пикрит из дайки Центрального участка, 8—9 — пироксен-оливиновые пикриты даек Северного участка), 10 — верлит из нодуля. 1—2, 4—10 — выполнены в Химической лаборатории ВСЕГЕИ, аналитики: А. Н. Аксельрод, Т. Л. Белополюская, Г. В. Шербоич; 3 — заимствован из работы А. В. Колоскова и др. [21].

Содержание MgO, FeO и CaO в оливинах пикритов Камчатки, вес. %

MgO	FeO	CaO	MgO	FeO	CaO	MgO	FeO	CaO	MgO	FeO	CaO
51,65	6,93	0,24	49,34	9,77	0,35	49,74	9,31	0,17	52,44	5,97	0,11
50,49	8,31	0,35	48,20	11,18	0,41	48,58	10,70	0,10	51,64	6,93	0,21
50,10	8,83	0,55	48,20	11,18	0,22	50,10	8,84	0,12	50,11	8,84	0,11
51,23	7,41	0,24	47,47	12,09	0,36	49,74	9,31	0,14	51,65	6,93	0,05
52,04	6,46	0,30	46,72	12,99	0,38	51,27	7,41	0,07	51,27	7,41	0,10
50,49	8,36	0,36	46,36	13,45	0,39	51,65	6,93	0,17	49,40	8,36	0,18
49,74	9,31	0,40	47,09	12,54	0,52	50,88	7,88	0,07	49,74	9,31	0,11
48,96	10,24	0,46	46,36	13,45	0,22	50,49	8,36	0,13	48,96	10,24	0,11
50,87	7,88	0,28	47,83	11,63	0,38	51,65	6,93	0,09	49,34	9,77	0,17
51,23	7,41	0,18	48,58	10,70	0,26	50,80	7,88	0,17	48,58	10,70	0,34
50,10	8,83	0,32	49,34	9,77	0,20	51,27	7,41	0,23	48,58	10,67	0,42
49,74	9,31	0,29	50,10	8,83	0,10	52,44	5,97	0,07	50,49	8,36	0,08
49,34	9,77	0,32	49,34	9,77	0,14	52,04	6,46	0,09	50,10	8,84	0,25
50,10	8,83	0,15	48,96	10,24	0,33	51,27	7,41	0,10	48,96	10,24	0,38
50,09	8,83	0,17	47,83	11,63	0,38	50,49	8,36	0,18	50,87	7,88	0,10

кристаллов (рис. 16, б). Особое внимание было обращено на примесь кальция в оливинах, важное генетическое значение которого неоднократно подчеркивается [92]. В частности, согласно Т. Симкину и Дж. Смиуту [92], содержание 0,1% кальция в оливине является четкой статистической границей между оливинами из эффузивных (субвулканических) и гипабиссальных пород

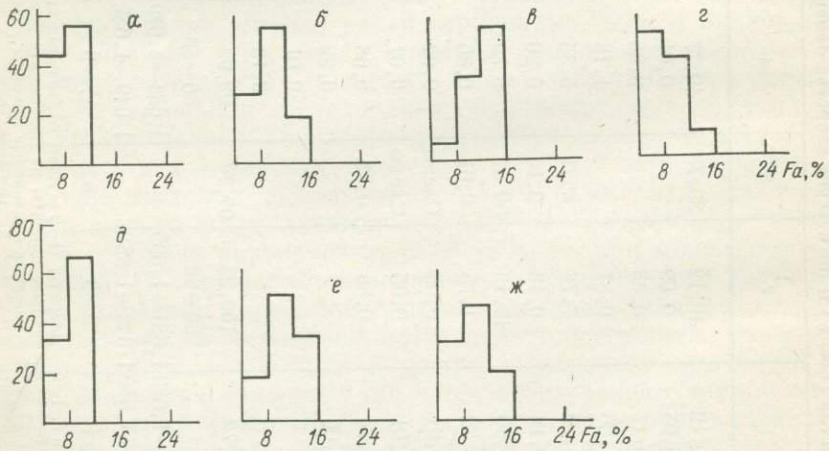


Рис. 15. Распределение фаялитовой составляющей в оливинах из пикритов и из нодулей верлитов.

а — диатремы (16); б — вулкан Хребтовый (11); в — дайки и силлы Северного участка (15); г — дайки и силлы Центрального участка (20); д — дайки и силлы Южного участка (10); е — нодули верлитов (10); ж — все разновидности пикритов (72). В скобках приведено количество определений.

(CaO > 0,1) и оливинами из глубинных плутонических пород и мантийных ксенолитов в эффузивах (CaO < 0,1).

Содержание кальция в оливинах из пикритов Камчатки изменяется в пределах 0,04—0,55 вес. % (среднее 0,22 вес. %). Анализ зональности зерен оливина указывает на обычное увеличение содержания кальция в соответствии с ростом железистости, т. е. от центра зерна к его периферии, причем содержание кальция возрастает, как правило, относительно интенсивнее, чем железистость. В то же время в отдельных зернах устанавливаются ритмически повторяющаяся зональность и наличие участков с отрицательной корреляцией Ca—Fe (см. рис. 16). Особый интерес представляет обнаружение индивида, в котором содержание железа заметно уменьшается от центра зерна к его периферии при одновременном увеличении содержания кальция (см. рис. 16, б). Следует отметить наличие в изученных оливинах заметного количества Na₂O, содержание которого составляет от 0,12 до 0,45 вес. %

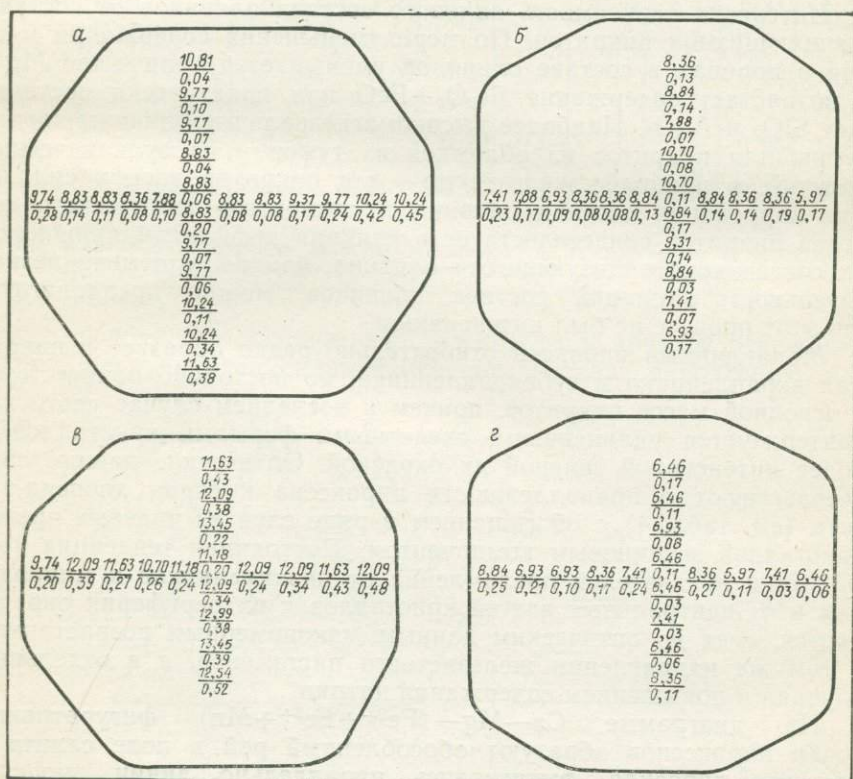


Рис. 16. Схематическое изображение зональности в распределении FeO (в числителе) и CaO (в знаменателе) в зернах оливина из пикритов даек и силлов.

а—г — типы зональности: а — преобладающий, б — «аномальный» с увеличением FeO к центру зерна; в, г — ритмичный.

(среднее — 0,30 вес. %). Эти данные свидетельствуют о значительном диапазоне глубин формирования вкрапленников оливина и неустойчивости режима их кристаллизации.

Содержание малых элементов в оливинах изменяется в пределах (г/т): Ni=3800÷4600, Co=280÷320, Cr=790÷900, V=16÷18, Zr=36÷44 (лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик В. А. Губанов). Присутствие относительно небольшого количества мелких вкрапленников наиболее магнезиального оливина в пирокластических разновидностях пикритов — туфах, поступавших на поверхность с максимальной скоростью, и резкое увеличение количества вкрапленников, их размера, диапазона вариаций состава в обломках из вулканических брекчий и особенно в дайках и силлах свидетельствуют о кристаллизации оливина в условиях относительно малых глубин и о значительном влиянии динамики внедрения расплава на состав оливинов. Состав туфов, очевидно, наиболее близок к недифференцированному «примитивному» составу пикритов.

Интересна зависимость валового состава оливинов от состава вмещающих их пикритов. По мере уменьшения содержания магния в породах в составе оливинов уменьшается количество MgO и возрастает содержание $Fe_2O_3 + FeO$ при практически постоянных SiO_2 и Al_2O_3 . Наиболее высокомагнезиальные оливины характерны для пикритов из обломков из туфов и из вулканических брекчий, а наиболее железистые — для пикритов даек и силлов. Эта корреляция состава оливина и «валового» химического состава пикритов свидетельствует о влиянии дифференциации пород на состав кристаллизующегося оливина, однако, учитывая незначительность вариаций состава оливинов, можно предполагать, что этот процесс не был интенсивным.

Моноклинный пироксен относительно редко образует в пикритах вкрапленники и субвкрапленники, но постоянно присутствует в основной массе пикритов, причем в последнем случае часто характеризуется удлиненными скелетными формами кристаллов и более интенсивной зеленой их окраской. Оптические данные свидетельствуют о принадлежности пироксена к серии диопсид-авгита (см. табл. 4) с обогащением в ряде случаев краевых частей кристаллов эгириновым компонентом. Постоянная тенденция возрастания показателей преломления от вкрапленников к микролитам и от центральных частей кристаллов к их периферии определяется, судя по оптическим данным, закономерным возрастанием в том же направлении железистости пироксенов, а в отдельных случаях и повышением содержания натрия.

На диаграмме Ca—Mg—($Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$) фигуративные точки пироксенов образуют обособленный рой в поле салита и частично диопсида, вытягиваясь параллельно линии диопсид-геденбергит-пироксеновой трапеции (рис. 17). Составы пироксенов, установленные по химическим данным (табл. 7), располагаются в полях диопсида и авгита, причем их тренд отличается от тренда составов пироксенов, установленных исходя из их опти-

Химический состав пироксенов из пикритов Камчатки

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50,77	50,37	50,00	50,67	51,65	49,50	51,29	50,72	51,23	52,00
TiO ₂	0,23	0,32	0,35	0,20	0,30	0,39	0,39	0,32	0,30	0,19
Al ₂ O ₃	2,89	2,75	2,75	2,54	3,14	4,01	3,35	5,60	2,62	2,12
Fe ₂ O ₃	1,55	3,43	5,03	1,31	1,53	1,67	2,89	2,84	3,58	1,69
FeO	3,77	3,05	3,02	4,31	3,82	4,68	3,59	2,08	2,87	2,45
MnO	0,12	0,11	0,20	0,18	0,14	0,09	0,15	0,09	0,11	0,11
MgO	18,66	16,90	16,51	18,72	16,13	16,69	14,39	15,78	15,28	17,94
CaO	20,73	21,69	21,41	20,20	21,83	21,35	21,97	21,53	22,31	21,83
Na ₂ O	0,16	0,35	0,46	0,50	0,27	0,33	0,34	0,31	0,64	0,27
K ₂ O	0,04	0,11	0,15	0,36	0,08		0,71	0,15	0,11	0,05
H ₂ O ⁺	0,98			1,01			0,65	0,63		
П. п. п.		0,40	Не опр.	0,20	0,49				0,40	0,93
H ₂ O ⁻					0,05					0,05
Cr ₂ O ₃		0,25	0,29		0,72	0,09			0,26	0,72
Сумма	99,90	99,73	100,17	100,20	100,05	99,81	99,72	100,05	99,71	100,30

Примечание. 1—8 — пикриты. 9—10 — нодулы верлитов. Анализы 1—5, 9—10 выполнены в химической лаборатории ВСЕГЕИ (аналитики: А. Н. Аксельрод, К. К. Гумбар, Н. И. Шувалова, Г. И. Шербович). Анализы 6—8 по данным А. В. Колоскова и др. [21].

ческих свойств. Это закономерное расхождение трендов отражает, видимо, реальные тенденции изменения составов пироксенов.

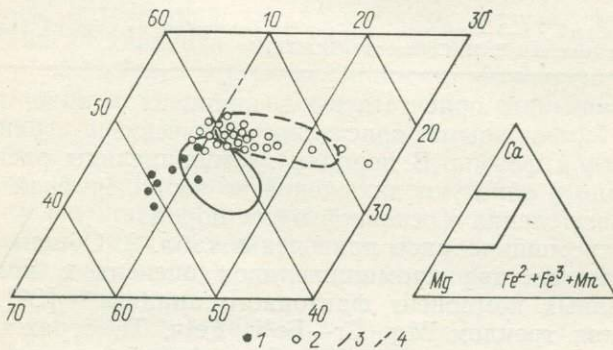


Рис. 17. Состав клинопироксенов пикритов и ассоциирующих с ними базальтов (ат. %).

1 и 2 — клинопироксены пикритов (1 — по данным химических анализов, 2 — по оптическим определениям), 3 и 4 — поля клинопироксенов базальтов (3 — по данным химических анализов, 4 — по оптическим определениям).

Оптические исследования показывают часто существенные колебания железистости и содержания натрия пироксенов в пределах отдельных кристаллов и проб с замещением типа Mg(Ca)—Fe²⁺(Fe³⁺, Na), которые связаны с изменениями условий кристаллизации пироксенов. Химические анализы дают обобщающую характеристику состава пироксена, а колебания их состава с ведущим замещением Mg—Ca определяются, вероятно, общим изменением состава пикритов, связанных с условиями их формирования. В этом отношении интересно отметить, что устанавливается прямая зависимость между содержанием MgO в пироксенах и количеством этого компонента в пикритах и отрицательная корреляция MgO пикритов с CaO, FeO+Fe₂O₃, TiO₂, Al₂O₃, K₂O+Na₂O пироксенов. Результаты рентгенометрического определения клинопироксенов подтверждают их принадлежность к диопсидам, авгитам, а иногда к фассаитам (табл. 8), причем по дифракционной картине изученные образцы единых проб неоднородны и представляют собой механические смеси двух и более моноклинных пироксенов названных выше составов, свидетельствуя, таким образом, о зональном их характере.

Таблица 8

Параметры элементарной ячейки моноклинных пироксенов пикритов Камчатки (нм)

№ п/п	$a \sin \beta$	a	b	c	$\angle \beta$	Пироксены
1	9,362	9,743	8,906	5,252	106°04'	Диопсид
2	9,369	9,747	8,910	5,248	106 01	„
3	9,355	9,737	8,901	5,270	106 06	Авгит
4	9,369	9,758	8,899	5,265	106 15	Фассаит
5	9,376	9,758	8,913	5,261	106 05	Феррофассаит

Примечание. 1—4 — пикриты; 5 — верлит включения из брекчий вулкана Хребтового. Анализы выполнены Е. П. Соколовой (ВСЕГЕИ).

Хромшпинелиды присутствуют в пикритах в виде мелких зерен как с правильными кристаллографическими ограничениями, так и округлой формы. В породах хромшпинелиды распределены неравномерно и образуют включения во вкрапленниках оливина и отдельные выделения в основной массе пород.

Состав хромшпинелидов приведен в табл. 9. Общая тенденция изменчивости состава хромшпинелидов оценена с применением метода главных компонент факторного анализа * [39]. Она характеризуется трендом Mg, Cr—Fe²⁺, Fe³⁺, Ti, отражающим ведущие особенности изоморфизма. Спецификой состава хромшпинелидов пикритов является относительно высокое среднее содержание в них Cr₂O₃ (48,5 вес. %), Fe₂O₃ (17 вес. %) и низкое TiO₂ (0,2 вес. %). На диаграмме Cr/(Cr+Al)—Mg/(Mg+Fe²⁺)

* Подробнее об этом методе см. в гл. IV.

Химический состав (вес. %) хромшпинелидов из пикритов Камчатки

№ п/п	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO
1	12,35	14,24	16,16	48,68	8,27	0,31	0,32	0,058
2	11,63	15,32	17,10	47,62	8,14	0,19	0,25	0,065
3	12,57	13,95	14,18	50,67	8,32	0,34	0,35	0,059
4	12,68	13,59	19,62	46,19	7,70	0,25	0,28	0,056
5	13,34	12,71	17,22	48,15	8,34	0,27	0,47	0,054
6	11,50	15,33	21,07	44,44	7,46	0,22	0,25	0,066
7	8,63	19,57	22,70	42,17	6,76	0,14	0,42	0,060
8	11,75	15,53	12,89	49,27	10,31	0,22	0,20	0,062
9	10,28	18,99	19,03	44,37	6,94	0,19	0,30	0,076
10	9,93	17,70	17,24	47,99	6,93	0,19	0,34	0,071
11	12,70	13,46	12,69	54,39	6,53	0,21	0,34	0,061
12	12,34	14,37	18,34	45,71	9,04	0,21	0,27	0,060
13	10,37	17,13	14,85	50,20	7,33	0,06	0,31	0,082
14	11,06	16,06	14,31	51,26	7,11	0,19	0,39	0,009
15	7,15	22,32	12,48	49,16	8,69	0,20	0,47	0,055
16	12,60	13,69	9,62	57,50	6,46	0,05	0,43	0,064
17	13,07	12,75	17,98	50,15	5,86	0,19	0,27	0,065
18	12,16	14,45	16,07	49,53	7,60	0,20	0,22	0,049

Примечание. 1—9 — вулкан Хребтовый: 1—3 — лавы, 4—6 — туфы, 7—9 — обломки в вулканических брекчиях, 10—15 — дайки и силлы, 16—18 — вулканические брекчии и туфы диатрем.

(рис. 18) выявляется тренд, характеризующийся положительной корреляцией хромистости и магнезиальности. С учетом данных экспериментов [69] подобный тренд отражает специфику нормальной «раннемагматической» кристаллизации хромшпинелидов со сменой более магнезиальных и хромистых их разновидностей более железистыми и менее хромистыми.

Высокие содержания трехвалентного железа, превышающие содержания двухвалентного железа, свидетельствуют о резко окислительной обстановке кристаллизации хромшпинелидов. Высокий окислительный потенциал кислорода при формировании хромшпинелидов определялся, вероятно, как спецификой состава летучих компонентов расплава, так и условиями кристаллизации минералов, формирование которых начиналось на относительно небольших глубинах и заканчивалось нередко в пределах земной поверхности. Относительно низкое содержание титана в хромшпинелидах соответствует, вероятно, низкому содержанию титана в пикритах Камчатки.

Примечательна определенная корреляция состава хромшпинелидов с общей магнезиальностью пикритов. Эта тенденция проявлена различно в зависимости от степени «примитивности» соответствующих фациальных типов пород, т. е. от близости их к исходным ультраосновным расплавам. Можно предполагать, что наиболее «примитивными» являются породы, связанные с механизмом, который обеспечивал максимально быструю транспорти-

ровку расплава к поверхности. Так, в лавах, туфах и породах диатрем состав хромшпинелидов мало зависит от колебания содержания магния в валовом составе пород, тогда как в более «дифференцированных» разновидностях пород даек, силлов, обломков из вулканических брекчий корреляция магнезиальности пород и состава хромшпинелидов проявилась более четко: она выражается в уменьшении содержания MgO , Al_2O_3 , Cr_2O_3 и возрастании FeO , Fe_2O_3 в хромшпинелидах по мере уменьшения содержания MgO в породах. Наиболее заметна эта тенденция в отношении содержания магния MgO (рис. 19). Некоторые различия состава хромшпинелидов различных фациальных типов пикритов проявились, например, в относительной обогащенности хромшпинелидов их «примитивных» типов магнием и относительно более высокой степени окисленности железа хромшпинелидов из пород эксплозивных фаций — вулканических туфов, а также в более высоком содержании хрома шпинелидов диатрем.

Минералы группы магнетита образуют мелкие зерна (десятые, сотые доли миллиметра), неравномерно распределенные в основной массе породы. Они представлены как хорошо образованными кристаллами, так и зернами неправильной формы, а также каемками вокруг кристаллов хромшпинелидов. Количество минералов группы магнетита и размер их зерен несколько возрастают в пикритах относительно повышенной щелочности с вкрапленниками или микролитами флогопита. В этих породах в ряде случаев появляются и мелкие скелетные кристаллы ильменита. Химический состав названных минералов приведен в табл. 10. Эти данные демонстрируют широкие колебания состава минералов группы магнетита с переменным содержанием в них Cr , Al , Mg , Ti , Ni , Mn и переходы к составам хроммагнетитов и феррихромитов. Характерно, что широкий спектр составов рудных минералов наблюдается в пределах единых зерен в пикритах различной фа-

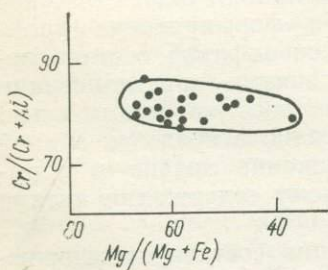


Рис. 18. Диаграмма $Cr/(Cr+Al)$ — $Mg/(Mg+Fe)$ для хромшпинелидов пикритов.

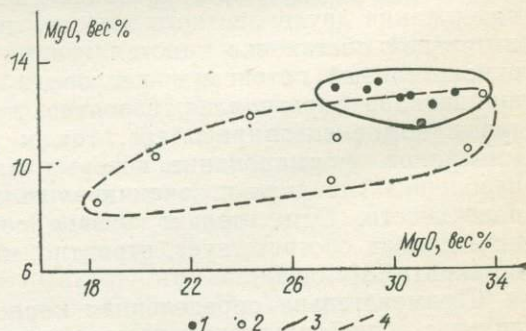


Рис. 19. Диаграмма магнезиальность хромшпинелидов (по оси ординат)—магнезиальность пикритов (по оси абсцисс).

1 и 3 — эффузивные пикриты; 2 и 4 — пикриты субвулканических тел.

Химический состав магнетитов, феррихромитов, ильменитов из пикритов Камчатки (вес.%)

№ п/п	FeO	Fe ₂ O	MgO	TiO ₂	MnO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CaO	ZnO
1	19,68	66,15	7,18	3,83	0,23	1,84	0,23	0,42	0,01	7,8
2	20,68	65,55	6,67	3,63	0,23	2,49	0,39	0,36	—	9,1
3	27,46	60,24	5,18	4,38	0,25	1,82	0,17	0,42	—	2,2
4	26,10	61,82	5,34	4,13	0,27	1,74	0,20	0,38	0,01	<1,3
5	25,15	62,89	5,47	4,00	0,25	1,69	0,21	0,32	—	2,2
6	27,41	58,00	5,53	5,37	0,27	2,89	0,23	0,37	—	<1,3
7	27,12	60,71	4,85	4,06	0,25	2,33	0,19	0,38	—	<1,3
8	25,42	61,85	5,73	3,82	0,26	2,17	0,22	0,51	—	3,9
9	33,50	55,00	2,39	7,26	0,36	0,72	0,37	0,46	0,01	2,2
10	16,66	60,34	9,40	1,75	0,25	3,38	7,81	0,42	—	12,6
11	16,57	58,14	9,47	1,78	0,19	2,92	10,50	0,38	—	20,0
12	17,34	55,50	8,85	1,26	0,26	2,64	13,65	0,48	—	2,0
13	15,19	48,52	10,52	1,15	0,29	3,47	20,49	0,30	0,01	1,3
14	19,61	66,55	7,47	1,99	0,21	2,21	2,17	0,34	—	7,4
15	19,55	66,69	7,40	2,73	0,19	2,49	0,55	0,41	—	1,3
16	19,46	67,59	7,40	2,26	0,22	2,24	0,41	0,40	—	2,0
17	18,98	64,95	7,78	1,57	0,23	2,36	3,74	0,39	—	13,4
18	18,40	67,38	8,13	2,20	0,18	2,68	0,58	0,38	0,02	<1,3
19	13,27	38,74	12,13	0,96	0,30	2,37	31,27	0,57	—	8,1
20	15,32	34,97	10,90	0,90	0,25	2,09	35,09	0,42	—	17,4
21	20,86	50,06	7,71	1,97	0,30	2,12	16,43	0,52	—	6,0
22	15,45	61,06	9,93	2,54	0,26	2,25	7,94	0,56	0,02	13,9
23	16,07	50,79	10,92	1,96	0,25	2,52	16,97	0,46	—	6,0
24	18,58	58,91	9,54	2,45	0,25	2,33	7,54	0,34	—	14,4
25	17,58	58,25	10,38	2,45	0,18	2,62	8,01	0,51	—	8,1
26	9,85	29,11	13,94	0,71	0,43	2,62	42,72	0,47	0,03	<1,3
27	11,68	25,77	12,86	0,61	0,37	2,78	45,49	0,43	—	1,3
28	9,61	29,00	14,31	0,74	0,31	3,05	42,61	0,32	—	8,1
29	10,79	23,36	13,94	0,77	0,30	3,14	47,38	0,33	—	<1,3
30	3,69	33,53	13,80	0,62	0,30	2,62	45,03	0,39	—	10,0
31	10,37	25,60	14,15	0,56	0,22	2,45	46,30	0,41	—	3,9
32	11,21	25,72	13,67	0,63	0,33	2,91	45,27	0,38	—	12,6
33	12,04	26,34	13,06	0,62	0,28	2,95	44,29	0,35	—	<1,3
34	7,47	29,67	14,83	0,66	0,37	2,61	43,99	0,42	—	20,5
35	8,78	26,05	14,74	0,85	0,40	2,91	45,78	0,43	—	15,3
36	10,88	28,88	13,33	0,75	0,38	2,45	42,97	0,40	—	<1,3
37	12,32	25,26	12,73	0,66	0,40	2,67	45,25	0,44	—	8,1
38	9,10	24,51	15,07	0,68	0,28	3,17	46,82	0,39	—	15,3
39	9,65	20,46	14,65	0,57	0,37	2,90	51,04	0,37	—	15,3
40	30,27	68,60	0,23	0,23	0,07	0,02	0,23	0,30	0,03	<1,3

№ п/п	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	MnO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CaO	ZnO
41	30,06	68,48	0,31	0,23	0,10	0,03	0,40	0,37	0,01	29,9
42	30,10	68,61	0,34	0,19	0,08	0,02	0,31	0,34	—	6,0
43	30,39	68,63	0,12	0,18	0,09	0,02	0,22	0,37	—	13,4
44	30,43	68,38	0,19	0,24	0,07	0,03	0,36	0,25	0,01	13,4
45	29,52	68,50	0,65	0,19	0,05	0,02	0,61	0,48	0,01	6,0
46	30,12	68,57	0,30	0,19	0,12	0,01	0,32	0,34	—	<1,3
47	30,28	68,57	0,24	0,24	0,06	0,03	0,25	0,35	0,01	<1,3
48	30,56	68,25	0,13	0,25	0,04	0,02	0,13	0,17	0,01	<1,3
49	30,30	68,13	0,28	0,25	0,11	0,02	0,47	0,36	0,02	7,9
50	30,76	68,26	0,10	0,21	0,05	0,01	0,26	0,25	0,01	14,3
51	30,24	68,58	0,24	0,20	0,08	0,02	0,27	0,36	—	<1,3
52	30,45	68,32	0,22	0,19	0,04	0,01	0,38	0,38	—	<1,3
53	30,26	68,05	0,31	0,16	0,11	0,03	0,55	0,39	0,01	12,0
54	29,93	68,10	0,49	0,14	0,08	0,02	0,51	0,38	—	17,9
55	29,97	67,88	0,22	0,15	0,07	0,07	0,82	0,49	0,24	6,0
56	30,14	68,34	0,38	0,18	0,04	0,03	0,46	0,46	0,03	<1,3
57	30,15	68,36	0,29	0,23	0,09	0,01	0,25	0,43	0,03	14,0
58	30,85	67,71	0,28	0,25	0,04	0,03	0,27	0,37	0,01	3,9
59	30,03	68,10	0,24	0,22	0,04	0,03	0,32	0,41	0,01	3,9
60	30,45	68,43	0,13	0,25	0,11	0,04	0,27	0,36	0,02	6,0
61	30,18	68,55	0,23	0,20	0,10	0,04	0,27	0,36	0,04	6,0
62	30,48	68,52	0,15	0,21	0,09	0,02	0,39	0,35	—	3,9
63	30,41	68,25	0,28	0,22	0,13	0,07	0,89	0,26	—	<1,3
64	29,62	68,41	0,61	0,21	0,07	0,02	0,61	0,39	0,01	6,0
65	30,18	68,22	0,19	0,22	0,04	0,01	0,58	0,52	0,02	7,9
66	30,43	68,33	0,18	0,20	0,06	0,02	0,28	0,42	0,02	9,9
67	30,28	68,38	0,27	0,23	0,08	0,04	0,25	0,33	0,10	15,3
68	30,25	68,34	0,27	0,26	0,11	0,01	0,23	0,42	—	17,4
69	29,61	68,72	0,65	0,13	0,16	0,01	0,29	0,44	0,01	<1,3
70	29,79	68,68	0,51	0,07	0,03	0,01	0,09	0,19	0,03	3,9
71	27,59	69,45	1,50	0,14	0,10	0,03	0,24	0,46	0,48	3,9
72	26,73	69,70	2,38	0,19	0,06	0,03	0,23	0,42	0,25	8,5
73	25,81	69,72	2,37	0,19	0,31	0,02	0,25	0,64	0,62	10,0
74	26,92	67,86	2,90	1,06	0,37	0,36	0,19	0,34	—	1,3
75	25,76	63,19	1,98	3,23	0,34	0,09	0,19	0,28	—	1,3
76	26,52	68,06	2,57	1,78	0,36	0,21	0,30	0,30	0,01	10,7
77	24,24	69,16	4,08	1,68	0,36	0,07	0,20	0,24	—	16,6
78	27,29	67,89	2,16	1,89	0,32	0,10	0,16	0,18	0,04	14,6
79	29,17	68,60	0,20	0,31	0,32	0,01	0,22	0,40	0,02	<1,3
80	36,77	48,53	2,32	10,60	0,41	0,72	0,29	0,32	—	1,95
81	33,50	55,00	2,39	7,26	0,36	0,72	0,31	0,46	0,01	18,6
82	31,50	44,19	3,28	13,10	0,45	0,75	0,30	0,40	0,00	10,7
83	34,51	50,44	3,27	9,74	0,33	1,00	0,26	0,40	0,01	8,1
84	25,69	—	13,03	55,68	4,46	0,04	0,12	0,19	—	—
85	19,25	—	19,57	58,87	1,95	0,01	0,17	0,11	—	—

Примечание. 1—83 — магнетиты и феррхромиты, 84—85 — ильмениты.

альной принадлежности. Для корректного выявления особенностей изменчивости состава рудных минералов использован статистический метод «главных компонент» [39], реализованный на БЭСМ-4.

В итоге построена компонентная диаграмма в координатах первой и второй компонент с весом соответственно 62 и 20 %, определяющих основные направления изменчивости (рис. 20), на которой вся совокупность составов подразделилась на три дискретные группы со своими специфическими особенностями и своими особыми трендами: I — магнетитов—хроммагнетитов—феррихромитов, II — магнетитов, III — титаномагнетитов. Эти группы дополнительно охарактеризованы в табл. 11.

Минералы I группы широко представлены в пикритах Камчатки. Изменчивость этих минералов определяется изоморфным замещением по схеме Mg, Cr, Al—Fe²⁺, Fe³⁺, Ti. В пределах группы выделяют три подгруппы, соответствующие составам феррихромитов (1), хроммагнетитов (2) и магнетитов (3). Они обра-

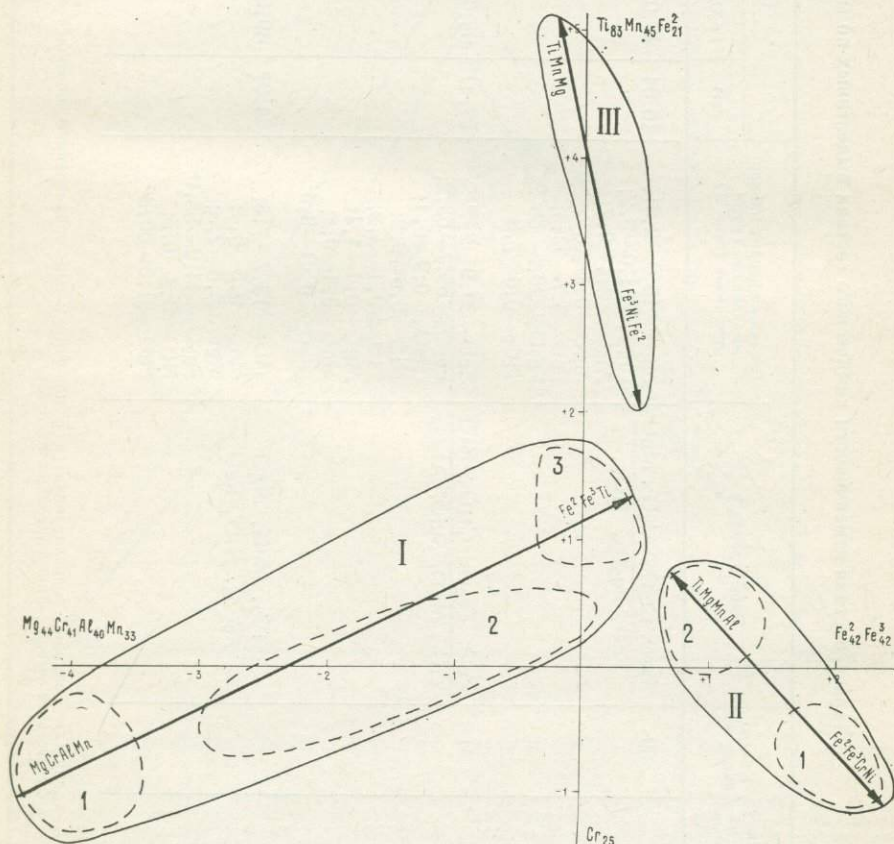


Рис. 20. Диаграмма главных компонент составов рудных минералов.

Характеристики изменчивости химического состава выделенных по методу «главных компонент» групп магнетитов из пикритов Камчатки

Номер группы (поля на диаграмме, рис. 20)	Кол-во анализов	Типы тренда *	Составы крайних членов выделенных групп минералов (вес. %)	Средние составы по группам (вес. %)							
				FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	MnO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO
I	39	$\frac{\text{MgO, Cr}_2\text{O}_3, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{MnO}}{\text{FeO, Fe}_2\text{O}_3, \text{TiO}_2}$	MgO—15,0—2,4; Cr ₂ O ₃ —51,0—0,2; Al ₂ O ₃ —3,4—0,7; MnO—0,4—0,2; FeO—3,7—33,5; Fe ₂ O ₃ —20,5—66,2; TiO ₂ —0,6—7,3	16,64	47,02	10,03	2,05	0,28	2,50	21,03	0,41
II	41	$\frac{\text{FeO, Fe}_2\text{O}_3, \text{Cr}_2\text{O}_3, \text{NiO}}{\text{TiO}_2, \text{MgO, MnO, Al}_2\text{O}_3}$	FeO—30,9—24,2; Fe ₂ O ₃ —69,7—63,2; Cr ₂ O ₃ —0,9—0,1; NiO—0,6—0,2; TiO ₂ —0,1—3,2; MgO—0,1—4,1; MnO—0,1—0,4; Al ₂ O ₃ —0,01—0,4	29,41	68,32	0,73	0,42	0,13	0,04	0,33	0,37
III	4	$\frac{\text{TiO}_2, \text{MnO, MgO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{NiO, FeO}}$	TiO ₂ —13,7—7,3; MnO—0,5—0,4; MgO—3,3—2,3; Fe ₂ O ₃ —44,2—55,0; NiO—0,3—0,5; FeO—31,5—36,8	34,07	49,54	2,82	10,17	0,39	0,80	0,29	0,40

* В числителе — окислы, коррелирующие с положительным направлением компоненты, в знаменателе — с отрицательным. Расположение окислов соответствует уменьшению факторных нагрузок.

зуют серии твердых растворов, крайними членами которых являются хромшпинелиды с высоким содержанием хрома и магнетиты. В конкретных случаях в отдельных зернах может наблюдаться не вся гамма переходов от хромшпинелидов к магнетитам; иногда в сростках фиксируются только крайние члены этого изоморфного ряда. Хромшпинелиды этой группы, образующие сростки с магнетитами, отличаются от описанных выше хромшпинелидов «самостоятельных» выделений. Они беднее последних магнием и особенно алюминием, но богаче железом и титаном.

По классификации, предложенной Н. В. Павловым в 1949 г., ранее описанные хромшпинелиды соответствуют субферрихроми-там и субальюмоферрихроми-там, а хромшпинелиды из сростков с магнетитами соответствуют феррихроми-там (рис. 21). Такого состава хромшпинелиды подробно охарактеризованы Н. Блиссом

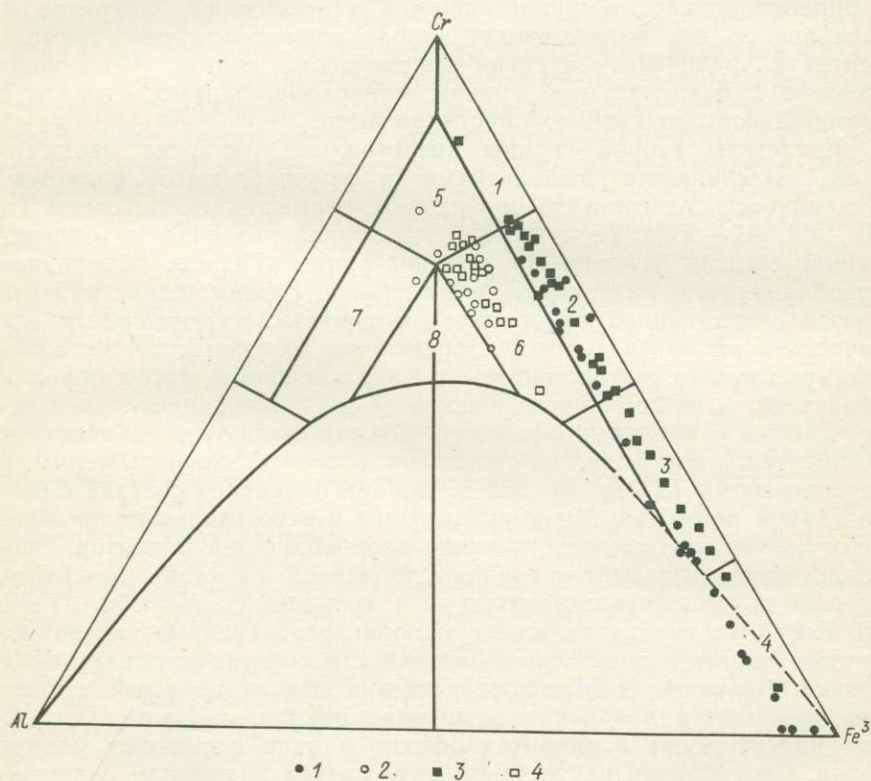


Рис. 21. Классификационная диаграмма составов хромшпинелидов, по Н. В. Павлову [1949 г.].

1 — рудные минералы из сростков с хромшпинелидами из пикритов Камчатки; 2 — хромшпинелиды «самостоятельных» выделений из пикритов Камчатки; 3 — рудные минералы сростков с хромшпинелидами из меймечитов Маймеча-Котуйской провинции; 4 — хромшпинелиды «самостоятельных» выделений из меймечитов. Цифры на диаграмме — поля составов: 1 — хромита, 2 — феррихромита, 3 — хроммагнетита, 4 — магнетита, 5 — субферрихромита, 6 — субальюмоферрихромита, 7 — субферриалюмохромита.

и В. Маклином [54]. По их данным, феррихромиты возникают в составе единых изоморфных серий с хроммагнетитами и магнетитами в виде реакционных оторочек на месте более ранних выделений хромшпинелидов. Подобные серии возникают в результате процессов регионального метаморфизма, в связи с процессами серпентинизации, в ходе магматических реакций. Так как пикриты Камчатки не подверглись региональному метаморфизму, а автотемпературная серпентинизация не сопряжена с формированием феррихромитов и хроммагнетитов, то наиболее вероятным является вывод об их высокотемпературном реакционно-магматическом происхождении. Можно считать, таким образом, что составы рудных минералов первой группы отражают изменение условий кристаллизации, начавшейся с формирования высокохромистых феррихромитов в условиях магматической камеры и продолжавшейся в поднимавшемся к поверхности пикритовом расплаве со все возрастающей ролью железо-титановых компонентов и увеличением степени окисленности железа. «Разрывы» составов в пределах этой группы минералов, видимо, отражают нестабильность условий их кристаллизации.

Магнетиты второй группы представлены наиболее мелкими, часто пылевидными выделениями в основной массе пикритов. Изменчивость их составов определяется замещением по схеме $Ti, Mg, Mn, Al - Fe^{2+}, Fe^{3+}, Cr, Ni$. Эта группа разделяется в достаточной степени условно на две подгруппы. Первая объединяет преобладающую разновидность минералов группы, характеризующуюся существенной однородностью состава, максимальным количеством железа и высокой степенью его окисленности. Ее образование связано с этапом формирования основной массы пород и происходило, видимо, после внедрения — излияния расплава в относительно стабильных условиях. Вторая подгруппа объединяет незначительное количество составов с относительно повышенными содержаниями Ti, Mg, Al . Эта тенденция изменения состава с возрастанием роли Ti и Mg коррелируется с относительным повышением щелочности соответствующих разновидностей пикритов. Особенно четко названная тенденция проявлена в составе минералов третьей группы, характеризующейся трендом $Ti, Mn, Mg - Fe^{3+}, Ni, Fe^{2+}$. Эта группа включает малораспространенные титаномагнетиты пикритов повышенной щелочности с вкрапленниками флогопита. Вероятно, дальнейшее развитие названной выше тенденции приводит к появлению в породах пикроильменитов. Последние присутствуют в пикритах обычно в виде единичных мелких зерен. Своеобразие их составов выражается в высоком содержании магния и марганца.

Вторичные минералы пикритов представлены преимущественно серпентином и хлоритом. Изредка наряду с ними присутствуют тальк и амфибол. Серпентин обычно развивается по оливину, причем бледно-желтая пластинчатая разновидность серпентина первой генерации часто образует гомоосевые псевдоморфозы. Серпентин второй генерации — тонковолокнистый голубовато-зе-

леного цвета — слагает обычно краевые части кристаллов оливина и выполняет прожилки в нем. Показатели преломления двух разновидностей серпентина: $N_g=1,555$; $N_p=1,544$ и $N_g=1,560$; $N_p=1,548$. В ряде случаев по оливину развивается также бесцветный либо зеленоватый серпентин тонкоагрегатного строения с $N_g=1,563 \div 1,576$. Данные рентгеноструктурного анализа позволяют различать в псевдоморфозах по оливину клинохризотил и лизардит. Серпентин совместно с хлоритом развивается также по вулканическому стеклу основной массы пикритов и выполняет миндалины. Данные термического анализа пикритов (рис. 22) свидетельствуют, что характер изменения пород достаточно однообразен. Главными термоактивными минералами являются серпентин и хлорит, которые присутствуют в различных количественных соотношениях. Как правило, серпентин преобладает. Среди серпентинов наиболее распространен лизардит, в подчиненном количестве присутствует хризотил, изредка девейлит и антигорит. Сопоставление характера преобразования пикритов различных фаций показывает, что в каждой из выделенных групп присутствуют существенно одни и те же вторичные минералы, количественные соотношения которых в пределах групп значительно варьируют. Наиболее высокая степень преобразования характерна для пикритовых туфов.

Состав основной массы пикритов однозначно не установлен. Показатели преломления наименее измененных разновидностей вулканических стекол пикритов варьируют в пределах $N=1,575 \div 1,618$, свидетельствуя о крайне «мафическом» их составе. Обычная раскристаллизация вулканических стекол в агрегат кристаллов

Таблица 12

Расчетные составы основной массы пикритов при экстракции 30 % оливина (1) и 50 % оливина (2) в пересчете на 100 вес. %

Оксиды	Пикрит I	Оливин вкраплен- ников	Основная масса		Пикрит II	Оливин вкраплен- ников	Основная масса	
			1	2			1	2
SiO ₂	39,18	40,12	43,84	45,48	39,54	40,12	44,31	46,23
TiO ₂	0,29	0,05	0,47	0,65	0,23	0,09	0,32	0,43
Al ₂ O ₃	3,82	0,17	6,32	9,39	4,15	0,33	6,53	9,44
Fe ₂ O ₃	1,91	1,56	2,41	2,83	4,36	0,87	6,61	9,30
FeO	9,38	6,70	12,37	15,14	5,96	7,78	5,85	4,91
MnO	0,16	0,18	0,18	0,18	0,15	0,18	0,16	0,14
MgO	30,70	49,80	26,43	14,56	31,58	48,15	27,62	17,80
CaO	4,61	0,32	7,56	11,17	5,49	1,75	7,99	10,96
Na ₂ O	0,09	0,01	0,15	0,20	0,13	0,05	0,19	0,23
K ₂ O	0,16	0,01	0,27	0,40	0,27	0,05	0,42	0,56

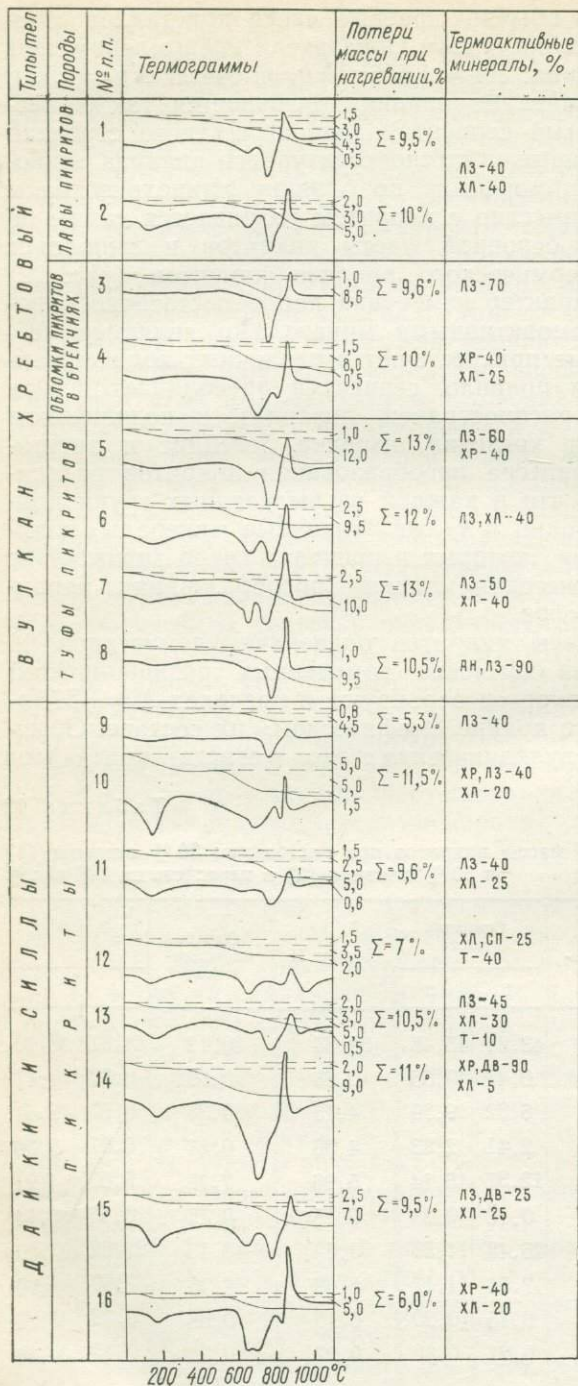


Рис. 22. Термограммы пикритов.

Термоактивные минералы:
ЛЗ — лизардит, ХЛ — хлорит, ХР — хризотил, АН — антигорит, СП — серпентин, Т — тальк, ДВ — девейлит. Анализы выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ Е. Л. Розиновой.

клинوپироксена, как и замещение стекол преимущественно серпентином, позволяет предполагать, что состав основной массы пикритов существенно отличается от базальтового. Важным подтверждением этого являются расчетные составы основной массы пикритов, полученные при допущении экстракции определенного количества оливина (примерно 50 %) известного состава из валового состава вмещающих их пикритов (табл. 12). Эти ориентировочные расчеты демонстрируют, что в пределах отмеченных в пикритах колебаний количества вкрапленников оливина (30—50 %) состав мезостазиса пород может изменяться от пикритового до авгититового.

Петрохимия и геохимия ультраосновных вулканитов

Пикриты Камчатки представляют собой в целом достаточно однородную петрохимическую группу с модальным значением $\text{SiO}_2=39$ вес. %, $\text{MgO}=30$ вес. % и с преобладающим отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 1$ (табл. 13 и 14)*. Содержание щелочей в пикритах изменяется в пределах 0—4 вес. % (преимущественно за счет K_2O), что позволяет выделить среди них разновидности нормальной и повышенной щелочности при резком преобладании пород первого типа с количеством $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} < 0,6$ вес. %. Пикриты повышенной щелочности, как правило, характеризуются более высоким содержанием SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, MnO , CaO при меньшем количестве в них MgO . Следует отметить, что повышенная щелочность не всегда выражается в минеральном составе пород, так как обычно щелочи концентрируются в вулканическом стекле и лишь при его раскристаллизации реализуются в составе минеральных фаз.

По нормативному составу пикриты представлены преимущественно гиперстен-оливиновыми разновидностями. Для них обычны высокие значения нормативного цветного индекса (от 60 до 83 %) и существенное количество полевошпатовых компонентов, которое свидетельствует о потенциальном присутствии плагиоклаза в составе пород. Общие геохимические особенности пикритов наглядно выявляются при сопоставлении средних содержаний в них малых элементов с таковыми в модельных мантийных составах (табл. 15). Геохимической спецификой пикритов Камчатки является относительно повышенное содержание в них рубидия, стронция, бария, в меньшей степени — ванадия и золота; пониженные концентрации хрома, никеля, скандия и циркония, тогда как количества кобальта и ниобия находятся на уровне модельных мантийных составов [25]. Для пикритов характерны также несколько повышенные концентрации ртути, бора и олова по сравнению с содержанием этих элементов в полнокристаллических

* В табл. 13 приведены только авторские анализы пикритов, в табл. 14 средние составы пикритов рассчитаны с учетом анализов пикритов, опубликованных другими исследователями [114, 143 и др.].

Содержа

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	39,11	0,19	3,24	2,39	8,26	0,16	32,46	4,72	0,21	0,15
2	39,18	0,29	3,82	1,91	9,38	0,16	30,70	4,61	0,09	0,16
3	39,21	0,19	3,32	2,83	7,54	0,15	33,42	4,77	0,39	0,13
4	39,54	0,23	4,15	4,36	5,96	0,15	31,58	5,49	0,13	0,27
5	39,84	0,25	4,49	3,97	6,48	0,16	30,57	5,25	0,13	0,13
6	39,86	0,22	3,97	4,27	6,78	0,15	32,27	4,88	0,09	0,10
7	39,94	0,24	3,39	1,05	11,86	0,17	29,02	5,37	0,24	0,15
8	40,15	0,27	4,81	1,91	11,21	0,18	27,81	5,98	0,21	0,08
9	40,33	0,24	4,35	3,93	6,54	0,15	29,35	5,67	0,37	0,08
10	39,55	0,23	4,06	2,77	7,70	0,14	31,18	4,41	0,36	0,22
11	39,77	0,26	4,37	3,10	6,85	0,14	29,83	5,10	0,25	1,10
12	39,78	0,18	3,19	3,97	4,08	0,13	32,49	4,05	0,11	0,06
13	40,95	0,29	4,06	3,35	6,90	0,13	28,07	7,76	1,00	1,73
14	41,84	0,25	4,63	4,00	6,04	0,14	25,83	7,39	0,26	0,13
15	42,25	0,29	6,12	5,16	5,24	0,12	24,42	8,22	0,16	0,07
16	42,39	0,33	6,57	4,42	6,39	0,14	22,09	11,29	0,21	0,03
17	42,59	0,43	6,89	2,31	7,83	0,14	20,66	13,90	0,27	0,03
18	42,73	0,36	6,46	4,70	4,88	0,15	22,01	12,25	0,14	0,01
19	43,37	0,27	5,40	1,52	7,83	0,13	25,25	9,13	0,19	0,06
20	44,01	0,29	5,66	1,60	7,62	0,13	23,67	11,50	0,19	0,05
21	41,66	0,41	7,20	4,91	5,11	0,13	22,88	7,72	0,26	0,25
22	43,68	0,36	6,96	4,51	4,71	0,12	21,46	11,51	0,30	0,05
23	42,06	0,41	7,13	5,69	4,95	0,13	23,35	7,98	0,24	0,23
24	44,43	0,28	5,36	5,94	4,48	0,14	24,16	7,74	0,27	0,18
25	44,37	0,30	5,66	5,97	4,84	0,13	23,19	8,48	0,23	0,12
26	40,00	0,52	3,52	4,47	4,53	0,14	24,95	11,32	0,12	0,09
27	40,40	0,26	4,75	3,57	5,94	0,15	27,51	6,20	0,26	0,15
28	38,13	0,23	3,92	5,91	2,99	0,14	29,81	3,96	0,13	0,14
29	38,28	0,24	4,34	5,86	2,85	0,14	30,53	3,48	0,17	0,13
30	38,42	0,18	3,00	4,62	3,60	0,14	33,83	1,62	0,06	0,07
31	38,64	0,24	4,04	6,86	2,28	0,14	29,00	4,31	0,15	0,15
32	38,67	0,24	4,32	5,87	2,99	0,14	29,27	3,21	0,23	0,21

ния пороодообразующих (вес. %) и малых элементов (г/г) в пикритах Камчатки

P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Ni	Co	Cr	V	Zr	Rb	Sr	B
0,09	8,61	99,59	1400	120	1700	81	14	11	187	56
0,11	9,03	99,44	1200	91	1300	86	15	8	86	37
0,1	8,17	100,22	1600	120	1800	95	13	11	340	31
0,13	8,68	100,67	1200	90	1500	73	15	16	109	50
0,13	9,33	100,73	1400	100	1200	100	21	8	94	40
0,14	8,33	101,06	1400	98	1400	95	17	11	87	31
0,13	7,70	99,26	1300	90	1500	100	22	11	136	39
0,14	7,25	100,00	1200	94	1400	110	22	6	76	37
0,13	9,62	100,76	1200	92	1500	110	24	8	94	29
0,22	9,15	99,99	1500	95	1300	220	14	9	121	33
0,26	8,71	99,74	1300	75	1500	160	17	32	152	28
	11,52	99,56	1950	113	1500	95	13	4	123	39
0,23	5,98	100,45	1100	80	1200	92	28	71	174	31
0,17	8,82	99,50	1400	96	1400	100	25	4	92	34
0,20	8,24	100,49	760	95	1500	250	20	5	94	20
0,25	6,54	100,65	900	85	1300	200	28	3	91	24
0,26	5,36	100,67	770	70	1000	210	28	3	106	23
0,30	6,82	100,81	800	80	1100	180	28	3	106	23
0,16	7,44	100,75	900	65	1000	140	24	3	90	18
0,17	5,82	100,71	810	66	1100	160	20	3	135	22
0,29	10,20	101,02								
0,26	6,57	100,49								
0,30	8,34	100,81								
0,23	7,25	100,46								
0,24	7,13	100,66								
	8,18	97,84	920	88	1350	135	160	7,5	160	45
	10,36	99,55	1450	105	1300	135	19	12	156	34
0,22	14,09	99,67	1460	115	1300	190	21	11	171	24
0,23	12,85	100,10	1400	100	1400	200	14	5	144	26
	14,17	99,71								
0,22	13,83	99,86	1200	155	1400	320	10	9	148	24
0,24	13,79	99,18	1200	100	1200	210	5	11	155	26

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
33	38,70	0,20	2,87	3,94	3,90	0,14	34,12	1,67	0,06	0,06
34	38,74	0,24	4,10	6,16	2,57	0,14	30,07	2,47	0,24	0,20
35	39,10	0,22	4,17	4,34	4,14	0,22	31,10	3,22	0,06	0,01
36	40,14	0,33	4,14	5,62	4,88	0,12	32,16	3,64	0,24	0,20
37	40,30	0,33	5,96	2,03	8,61	0,18	28,93	5,33	0,18	0,24
38	41,42	0,31	5,84	2,20	8,69	0,14	27,67	5,10	0,39	1,88
39	41,40	0,21	3,64	2,58	6,35	0,10	33,66	3,82	0,17	1,38
40	39,98	0,18	4,05	5,24	3,52	0,13	31,00	5,38	0,09	0,08
41	38,35	0,27	4,92	5,00	7,88	0,14	26,84	5,99	0,19	0,08
42	38,73	0,23	4,44	5,35	5,15	0,14	28,36	5,56	0,17	0,08
43	40,30	0,20	3,96	4,63	4,02	0,14	30,27	5,60	0,11	0,06
44	36,75	0,25	5,29	5,90	3,60	0,12	26,85	5,42	0,11	0,09
45	37,44	0,20	3,69	6,06	3,19	0,14	30,37	3,24	0,17	0,06
46	37,63	0,21	4,10	5,71	3,29	0,13	27,79	5,73	0,10	0,09
47	37,51	0,22	3,95	5,70	3,13	0,14	30,18	5,15	0,18	0,04
48	37,60	0,21	3,64	4,46	5,32	0,14	30,22	5,31	0,19	0,04
49	38,67	0,23	3,82	5,80	3,13	0,14	30,06	2,76	0,13	0,06
50	36,78	0,20	3,56	5,25	3,42	0,13	29,66	5,58	0,13	0,10
51	38,74	0,23	3,97	3,56	6,41	0,14	30,29	5,06	0,17	0,25
52	38,75	0,19	3,23	3,19	6,90	0,14	31,66	4,27	0,20	0,18
53	44,40	0,32	7,66	4,80	9,34	0,17	18,58	8,28	0,76	1,84
54	44,85	0,33	8,19	5,29	7,25	0,17	18,16	8,62	0,34	2,89
55	44,93	0,32	7,76	5,21	7,25	0,17	18,19	8,85	0,48	2,54
56	45,13	0,68	8,63	4,36	8,26	0,16	15,89	8,00	0,60	3,52
57	38,94	0,22	3,92	6,94	2,86	0,14	30,60	3,90	0,10	0,10
58	39,28	0,22	3,87	6,85	2,95	0,13	30,31	4,20	0,14	0,12
59	39,42	0,21	3,57	7,66	2,29	0,13	31,14	3,28	0,09	0,33
60	41,10	0,25	6,43	2,03	10,99	0,19	26,00	6,67	0,38	0,30
61	41,20	0,22	5,39	2,59	8,91	0,18	28,80	5,82	0,16	0,46
62	38,88	0,20	3,21	6,53	5,38	0,14	32,18	3,98	0,12	0,15
63	38,93	0,20	3,47	6,78	4,60	0,15	31,78	4,27	0,07	0,14
64	38,78	0,19	3,25	6,53	5,38	0,14	33,08	4,10	0,18	0,23
65	38,96	0,18	3,07	7,03	4,31	0,14	32,61	3,67	0,12	0,23
66	39,36	0,20	3,55	6,10	5,31	0,15	32,57	4,69	0,07	0,38
67	39,79	0,21	3,40	7,36	3,55	0,15	32,48	3,85	0,07	0,27
68	39,40	0,20	3,44	6,87	4,00	0,13	31,77	3,95	0,14	0,20

P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Ni	Co	Cr	V	Zr	Rb	Sr	B
	13,95	99,61	1850	120	1600	66	11	3	102	43
0,19	13,92	99,04	1300	170	1100	430	16	12	156	23
	13,00	99,58	1580	113	1200	89	14	4	149	56
0,15	8,00	99,62								
	7,45	99,54	1600	113	1500	115	11	11	62	50
0,21	7,20	101,05	1200	78	1200	100	35	46	250	43
	6,49	99,80	2200	120	1950	105	14	24	189	30
0,14	9,61	99,40								
0,09	9,25	99,10	1520	102	1950	90	9	4	67	53
0,10	11,47	99,78	1520	102	1800	74	7	7	63	74
	10,24	99,43	1700	98	1650	113	8	4	70	68
0,13	14,06	98,57	1400	100	1350	68	7	5	60	34
0,12	14,65	99,33	1750	105	2100	98	5	4	42	31
0,13	14,94	99,85	1250	96	1100	78	18	6	122	16
0,21	14,82	101,23								
0,12	12,91	100,16	1200	83	1200	73	19	7	107	34
0,20	14,78	99,78	1300	100	1300	210	14	5	208	27
0,18	15,34	100,33	1400	125	1400	260	8	10	113	15
0,23	10,97	100,02	1500	115	1400	230	8	20	122	20
0,13	9,84	98,68	1400	98	1400	73	10	32	145	24
0,21	3,51	99,87	380	84	1600	190	12	56	264	29
0,22	3,48	99,79	300	72	1600	190	22	56	750	36
0,20	3,49	99,39	300	77	1700	170	22	5	550	36
0,38	3,98	99,64	480	87	1050	200	26	53	863	50
0,27	11,62	99,61	1100	100	1600	200	16	7	144	19
0,22	11,37	99,66	1200	92	2000	150	18	5	143	17
0,20	11,83	100,15	1200	110	1600	220	17	29	135	19
0,08	5,75	100,17	700	78	1900	90	17	24	102	53
0,06	7,06	100,85	900	100	1400	110	8	21	63	43
0,20	8,99	99,96	1200	98	1900	140	14	5	90	78
0,20	9,38	99,97	1100	87	2000	100	12	8	68	62
0,17	8,69	100,72	1200	92	2200	120	13	10	120	68
0,16	9,12	99,60	1300	94	2300	100	13	8	84	75
0,19	7,66	100,23	1200	92	2000	120	17	12	86	37
0,20	8,23	99,56	1400	100	1800	150	23	13	106	100
0,18	9,44	99,72	1300	94	1800	150	13	10	154	96

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
69	39,24	0,27	4,02	5,49	3,62	0,15	31,08	3,47	0,09	0,14
70	39,48	0,24	4,68	6,59	2,42	0,15	26,78	3,88	0,11	1,16
71	39,50	0,30	4,92	6,59	3,28	0,14	26,08	5,65	0,23	0,83
72	40,07	0,25	4,36	2,36	6,90	0,15	30,12	3,88	0,19	0,62
73	38,60	0,25	4,21	5,82	3,28	0,14	29,66	3,53	0,15	0,09
74	38,92	0,24	4,17	6,19	3,13	0,14	29,37	3,94	0,12	0,07
75	40,20	0,31	4,63	5,02	4,99	0,15	27,40	5,56	0,30	2,25
76	41,01	0,22	4,23	3,02	6,32	0,18	28,75	4,46	0,20	1,75
77	42,27	0,16	2,58	5,17	4,47	0,14	28,08	7,96	0,19	0,19
78	39,12	0,20	3,44	6,95	2,93	0,14	33,69	2,65	0,10	0,02
79	41,06	0,29	5,03	6,14	4,89	0,14	28,51	5,49	0,21	0,20
80	40,29	0,27	4,93	5,78	5,02	0,14	27,84	4,97	0,15	0,26
81	39,84	0,25	3,86	6,20	5,45	0,17	30,90	3,77	0,12	0,44
82	40,31	0,25	5,28	6,54	4,31	0,14	28,10	5,56	0,14	0,18
83	42,23	0,26	4,77	6,76	4,67	0,17	26,01	8,11	0,25	0,21
84	42,36	0,25	4,42	5,53	5,17	0,15	26,40	7,92	0,17	0,26
85	42,64	0,31	4,55	6,51	5,31	0,17	24,39	8,96	0,25	0,39
86	41,04	0,20	4,44	3,33	8,10	0,20	27,93	5,20	0,20	1,00
87	41,39	0,22	5,01	2,84	7,78	0,24	28,62	4,83	0,18	1,22
88	42,30	0,26	5,62	2,29	8,14	0,20	24,50	7,75	0,30	2,20
89	39,97	0,20	4,57	6,57	4,53	0,16	25,39	5,60	0,16	0,20
90	40,62	0,19	4,58	4,29	5,23	0,16	27,85	4,63	0,7	0,7
91	41,47	0,27	5,38	3,68	6,98	0,20	27,08	4,85	0,24	0,11
92	42,77	0,28	5,89	3,47	6,87	0,18	25,75	6,36	0,34	0,31
93	39,99	0,18	4,08	6,96	6,59	0,19	30,73	4,79	0,18	0,06
94	40,44	0,19	4,54	3,84	8,05	0,17	26,64	5,00	0,08	0,19
95	39,36	0,26	4,26	3,15	7,84	0,16	30,34	4,49	0,18	1,95
96	40,56	0,13	2,02	3,83	4,15	0,20	34,18	3,94	0,09	0,06
97	41,00	0,09	1,09	2,40	8,83	0,15	32,42	6,85	0,23	0,03
98	41,85	0,11	1,79	2,53	9,37	0,14	30,81	7,72	0,16	0,09
99	42,60	0,13	1,35	0,64	7,89	0,16	32,68	9,12	0,15	0,06
100	43,21	0,20	2,05	5,45	5,44	0,15	31,91	9,48	0,15	0,03
101	43, 51	0,18	2,06	1,51	7,83	0,15	29,17	9,84	0,20	0,27

Примечание. Центральный участок (вулкан Хребтовой): 1—9 — шаровые лавы пн 8, 5, 4 — корка, краевая и центральная части шара диаметром 1,0 м); 10—25 — обломки оли разреза, 16—25 — нижняя часть разреза), 26 и 27 — обломки гранат-оливиновых пикритов в диаметре (40—43 — «Попутная Северная», 44—52 — «Попутная Южная», 53—56 — «Попутная Во пикриты диаметром (69—77 — «Озерновская», 78 — «Савульская 1», 79—81 — «Савульская 2» гонитовые пикриты, 89—94 — оливиновые и пироксен-оливиновые пикриты); 95—101 — верлиты

Полные силикатные анализы выполнены в химической лаборатории ВСЕГЕИ, опреде СЗТГУ, количественные определения Rb, Sr и Zr — в рентгеноспектральной лаборатории

P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Ni	Co	Cr	V	Zr	Rb	Sr	B
	12,09	99,66	1500	96	1300	92	18	5	192	87
0,20	12,93	98,62	1500	106	1200	230	26	48	300	55
0,22	11,92	99,66	1100	110	1200	250	3	31	277	32
0,13	11,16	100,21	1400	94	1100	75	230	15	300	31
0,19	14,00	99,92	1400	130	1200	290	4	7	159	31
0,21	12,18	99,68	1400	160	1600	290	16	5	190	32
0,26	8,87	99,94	1200	110	1400	150	185	45	207	52
0,15	8,86	99,15	1300	80	1400	90	20	38	181	56
0,05	9,27	100,53	1200	84	2700	175	6	9	117	43
0,20	11,04	100,48	1300	120	1500	170	14	5	196	62
0,24	8,20	100,40	860	90	1600	150	27	9	350	40
0,21	9,36	99,22	1100	100	1800	140	18	9	350	34
0,21	9,66	100,87	1200	100	1600	170	22	15	203	78
0,20	9,23	100,24	1300	110	2100	200	29	15	187	34
0,28	7,23	100,95	1200	110	1800	200	34	12	320	37
0,20	7,53	100,36	950	110	1700	240	28	7	264	40
0,30	6,81	100,59	1000	84	1800	160	34	16	300	37
	8,05	99,69								
	7,52	99,85								
	6,11	99,67	850	89	1000	120	8	28	98	47
0,14	10,96	98,45	1200	94	1350	152	5	6	90	30
	12,03	100,98	1020	98	1450	92	5	7	69	23
0,21	9,22	99,69								
0,22	7,50	99,94								
0,12	6,71	100,58	1370	115	2000	98	5	7	81	68
0,22	10,14	99,50								
0,44	6,94	99,37	1400	110	1600	175	6	4	69	38
	10,19	99,35	1800	120	1950	115	5	3	94	54
0,08	6,23	99,40	1400	98	1800	110	4	3	55	26
0,04	5,45	100,06	1700	130	280	40	3	3	65	46
	4,48	99,26	1850	113	2000	40	5	3	64	22
0,05	2,42	100,54	1200	94	1400	38	10	3	69	34
	4,67	99,46	1400	100	1640	54	6	10	107	24

критов (9, 6, 3 — соответственно корка, краевая и центральная части шара диаметром 0,8 м; виновых и пироксен-оливиновых пикритов из вулканических брекчий (10—15 — верхняя часть вулканических брекчий; 28—35 — туфы; 36—39 — пикриты даек и силлов; 40—59 — пикриты сточная», 57—59 — «Кроноцкая»). Южный участок: 60—68 — пикриты даек и силлов; 69—85 — 82—85 — «Савульская 3»). Северный участок: 86—94 — пикриты даек и силлов (86—88 — флюквключений.
 ления Ni, Co, Cr, V, B (B₂O₃) — в лаборатории количественного спектрального анализа ВСЕГЕИ.

Участки	Типы тел, породы	Кол-во анализов	SiO ₂		TiO ₂	
			\bar{x}	s	\bar{x}	s
Централь- ный	Вулкан Хребтовый Лавы	10	39,73	0,45	0,25	0,07
	Брекчии верхней части раз- реза	6	40,34	0,84	0,29	0,09
	Брекчии нижней части раз- реза	13	43,14	1,18	0,36	0,11
	Туфы	13	39,05	0,74	0,24	0,03
	Верлиты включений	7	41,74	1,52	0,16	0,06
	Дайки и силлы	7	40,46	0,68	0,31	0,06
	Диатремы: «Кроноцкая»	3	39,21	0,25	0,22	0,01
	«Попутная Северная»	3	39,13	1,03	0,23	0,03
	«Попутная Южная»	9	37,78	0,84	0,22	0,02
	«Попутная Восточная»	4	44,83	0,31	0,41	0,18
Южный	Диатремы: «Озерновская»	9	40,08	1,10	0,25	0,05
	«Савульчские»	8	40,98	1,30	0,26	0,03
	Дайки и силлы	9	39,60	0,93	0,21	0,02
Северный	Дайки и силлы	5	41,92	0,67	0,32	0,13
	Дайки и силлы пикритов с флогопитом	6	40,99	1,06	0,22	0,04

Таблица 14

ие химические составы пикритов Камчатки и их нормативные минералы (вес. %)

Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO		CaO	
\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
4,29	0,88	2,95	1,15	7,88	2,30	0,16	0,01	30,64	1,79	5,37	0,72
4,36	0,89	3,85	0,95	5,84	1,49	0,13	0,02	29,90	2,26	5,56	1,38
6,32	0,95	4,43	1,68	5,71	1,30	0,13	0,01	23,11	1,56	9,46	2,36
4,03	0,54	5,32	0,88	3,34	0,65	0,14	0,03	31,08	1,61	3,06	0,81
2,09	1,03	2,79	1,57	7,34	1,87	0,16	0,02	31,64	1,67	7,35	2,38
4,92	0,99	3,40	1,68	6,16	1,82	0,15	0,03	30,02	2,41	4,66	1,06
3,79	0,19	7,15	0,44	2,70	0,36	0,13	0,01	30,68	0,42	3,79	0,47
4,44	0,48	4,99	0,36	5,68	1,98	0,14	0,00	28,49	1,72	5,68	0,27
3,89	0,61	4,99	1,12	4,39	1,58	0,14	0,01	29,91	1,36	4,60	1,07
8,07	0,47	4,92	0,43	8,02	1,00	0,17	0,01	17,70	1,22	8,44	0,37
4,20	0,72	5,05	1,58	4,39	1,59	0,15	0,01	28,46	1,70	4,85	1,49
4,54	0,62	6,30	0,48	4,72	0,81	0,15	0,01	28,24	2,93	5,88	2,28
3,91	1,17	5,76	1,99	5,83	2,48	0,15	0,02	31,25	2,33	4,56	1,02
5,04	0,62	3,37	0,85	7,60	0,58	0,23	0,04	27,00	1,59	5,74	1,15
4,93	0,65	5,05	1,48	6,19	1,05	0,18	0,02	27,38	1,90	5,19	0,67

Участки	Типы тел, породы	Кол-во анализов	Na ₂ O		K ₂ O	
			\bar{x}	s	\bar{x}	s
Централь- ный	Вулкан Хребтовый Лавы	10	0,20	0,11	0,13	0,06
	Брекчии верхней части раз- реза	6	0,35	0,33	0,94	0,68
	Брекчии нижней части раз- реза	13	0,29	0,23	0,15	0,20
	Туфы	13	0,13	0,10	0,12	0,09
	Верлиты включений	7	0,17	0,04	0,36	0,71
	Дайки и силлы	7	0,21	0,08	0,68	0,69
	Диатремы: «Кроноцкая»	3	0,11	0,03	0,18	0,13
	«Попутная Северная»	3	0,16	0,04	0,07	0,01
	«Попутная Южная»	9	0,16	0,03	0,10	0,07
	«Попутная Восточная»	4	0,54	0,18	2,70	0,70
Южный	Диатремы: «Озерновская»	9	0,17	0,07	0,87	0,80
	«Савульчские»	8	0,17	0,06	0,25	0,13
	Дайки и силлы	9	0,15	0,10	0,26	0,10
Северный	Дайки и силлы	5	0,44	0,45	1,21	0,67
	Дайки и силлы пикритов с флогопитом	6	0,28	0,22	0,26	0,23

Примечание. \bar{x} — среднее значение, s — стандартное отклонение от среднего.

or	ab	an	di			hy		ol		mt	il
			wo	en	fs	en	fs	fo	fa		
0,77	1,69	10,45	6,77	5,24	0,81	8,37	1,29	43,94	7,47	4,28	0,47
5,55	2,90	7,50	8,36	6,73	0,66	3,14	0,31	45,27	4,89	5,58	0,55
0,89	2,45	15,50	13,12	10,45	1,18	16,33	1,84	21,57	2,67	6,42	0,68
0,71	1,10	10,06	2,14	1,82	0,04	27,11	0,56	33,90	0,77	7,71	0,46
2,13	1,44	3,88	13,61	10,61	1,51	3,05	0,43	45,65	7,15	4,05	0,30
4,02	1,78	10,47	5,28	4,21	0,47	11,59	1,28	31,32	5,04	4,93	0,59
1,06	0,93	9,32	3,96	3,42	—	26,47	—	32,60	—	8,49	0,42
0,41	1,36	11,19	7,09	5,75	0,50	15,52	1,35	34,82	3,35	7,24	0,44
0,59	1,35	9,60	5,52	4,59	0,24	15,67	0,81	38,01	2,16	7,24	0,42
15,96	4,57	11,62	12,63	9,27	2,17	2,84	0,66	22,41	5,77	7,13	0,78
5,14	1,44	8,13	6,65	5,53	0,29	16,14	0,86	34,49	2,01	7,32	0,47
1,48	1,44	10,89	7,63	6,37	0,30	21,32	1,00	29,88	1,55	9,13	0,49
1,54	1,27	9,23	5,59	4,57	0,35	15,11	1,14	40,75	3,39	8,35	0,40
7,15	3,72	8,20	8,46	6,50	1,07	5,87	0,97	38,46	6,98	4,89	0,61
1,54	2,37	11,43	5,98	4,79	0,50	20,90	2,20	29,79	3,45	7,32	0,42

Участки	Типы тел, породы	Кол-во определений	Ni		Co	
			\bar{x}	s	\bar{x}	s
Центральный	Вулкан Хребтовый Лавы	8	1320	148	101	12
	Брекчии верхней части раз- реза	4	1460	364	91	17
	Брекчии нижней части раз- реза	6	830	345	73	20
	Туфы	7	1420	230	124	27
	Верлиты включений	7	1540	230	113	15
	Дайки и силлы	3	1700		104	
	Диатремы:					
	«Кроноцкая»	3	1170		103	
	«Попутная Северная»	3	1580		101	
	«Попутная Южная»	8	1400	171	103	13
«Попутная Восточная»	4	365	85	81	5	
Южный	Диатремы:					
	«Озерновская»	8	1330	150	111	24
	«Савульчские»	8	1110	160	103	12
Дайки и силлы	9	1140	220	93	7	
Северный	Дайки и силлы	3	850		89	
	Дайки и силлы пикритов с флогопитом	3	1200		102	
Модельные мантийные составы	Гранатовый перидотит [25]		2500		112	
	Шпинелевый перидотит [25]		2000		134	
	Состав мантии под континен- тами [25]		2100		115	

Средние содержания малых элементов в пикритах Камчатки (г/г)

Cr		V		Sc		Ga		Rb		Sr	
\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
1470	198	94	13					10	3	134	84
1370	150	142	61	14				29	30	142	25
1090	341	173	53	30				4	1	100	19
1330	170	135	18					8	4	146	21
1520	587	82	53	23	8,0			4	3	76	20
1550		107		10				27		167	
1730		190		19				14		141	
1800		92		12		5,4		5		46	
1400	300	140	79	13	2,5	3,6		9	6	118	59
1490	290	188	13	37	9,1			42	25	607	260
1460	524	194	84	19	7,2			23	18	214	65
1740	180	179	33	25	5,0			11	4	271	69
1860	330	120	22	19	1,0			12	6	75	55
1000		120						28		98	
1600		114		17		5,5		6		78	
3000		90		20				3,4		43	
3200		70		21				0,75		18	
2900		90		23				2,3		35	

Участки	Типы тел, породы	Кол-во определений	Ba		Zr	
			\bar{x}	s	\bar{x}	s
Центральный	Вулкан Хребтовый Лавы	8	123	26	18	4
	Брекчии верхней части раз- реза	4	150		18	7
	Брекчии нижней части раз- реза	6	101	38	24	4
	Туфы	7	160	68	13	5
	Верлиты включений	7	102	55	6	2
	Дайки и силлы	3	210		20	
	Диатремы: «Кроноцкая»	3	145		17	
	«Попутная Северная»	3	72		8	
	«Попутная Южная»	8	116	22	10	6
	«Попутная Восточная»	4	398	257	20	6
Южный	Диатремы: «Озерновская»	8	187	61	57	4
	«Савульчские»	8	167	76	26	7
	Дайки и силлы	9			14	4
Северный	Дайки и силлы	3			8	
	Дайки и силлы пикритов с флогопитом	3	91		5	
Модельные мантийные составы	Гранатовый перидотит [25]				50	
	Шпинелевый перидотит [25]				35	
	Состав мантии под континен- тами [25]				50	

Nb		Y		Sn		B		Hg		Au		Ag	
\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
6,1	0,9	7	4			46	23	0,100	0,072				
6,0		8	1	<1,0		33	5	0,090	0,084	0,015		0,015	
5,8	1,3	11				23	6	0,042	0,021				
6,2	1,0	6	1	1,0		32	13	0,017	0,013				
5,8	1,0			2,0	1,3	34	13	0,180	0,314				
7,0		11		1,3		41		0,135		0,016		0,018	
6,0						18		0,012					
5,0						65		0,119		0,004		0,010	
6,0	1,3	7	2	2,0		21	12	0,035	0,024	0,005		0,011	
5,3	0,5					38	9	0,027	0,010				
6,1	1,7	7	2			47	19	0,056	0,077				
6,4	1,1					45	16	0,037	0,022				
						68	22	0,027	0,070				
				1,0		14							
7				1,0		40		0,094		0,015		0,017	

гипербазитах, судя по данным А. П. Виноградова [1962 г.]. Следует отметить, что количество олова в пикритах Камчатки находится на уровне содержаний в лерцолитах-верлитах, а концентрация ртути незначительно превышает ее содержание в нодулах гранатовых и шпинелевых перидотитов.

При общности главных петрохимических и геохимических черт пикриты характеризуются определенными вариациями состава: внутрифациальными, межфациальными, региональными. Внутрифациальные изменения химизма пикритов наиболее существенны. Они устанавливаются в отдельных телах — потоках шаровых лав, горизонтах обломочных пород, силлах и дайках. Заметно изменяется состав пикритов даже в пределах небольших лавовых шаров и подушек. В ряде случаев в них наблюдается систематическое изменение количества как петрогенных, так и малых элементов, причем краевые части шаров обогащены SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , V, Zr, Y, а центральные — MgO , K_2O , Ni, Co, Cr, Sr и Rb (см. табл. 13). Четко выраженная тенденция перераспределения K_2O в пределах небольших лавовых шаров наряду с широкими вариациями содержания K_2O в отдельных дайках, силлах и отдельных горизонтах вулканических брекчий свидетельствует о высокой его подвижности и объясняет существенные колебания K_2O в пикритах Камчатки.

К внутрифациальным различиям химизма пикритов могут быть также отнесены вариации состава сходных разновидностей пород одинаковых фаций в пределах одного и того же участка их распространения. Так, значительные вариации химизма устанавливаются, например, в оливиновых или пироксен-оливиновых пикритах даек и силлов всех участков. Несколько различаются по составу пикритовые туфы и брекчии разных диатрем в пределах одного участка. Особенно существенные различия состава, например, выявляются для таких близко расположенных диатрем района оз. Кроноцкого, как «Попутная Южная» и «Попутная Восточная». Закономерно изменяется состав вулканических брекчий вулкана Хребтового (см. табл. 14). Вверх по его разрезу в вулканических брекчиях пикритов возрастает содержание MgO , K_2O , Ni, Co, Cr, Rb, Sr, Ba, В и уменьшается количество SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , V, Sc, Zr, Y. Следует заметить, что эти изменения состава коррелируются с содержанием вкрапленников оливина в обломках из вулканических брекчий и близки по характеру к отмеченным изменениям химизма в пределах лавовых шаров и подушек.

Химизм пикритов варьирует и в зависимости от их фациальной принадлежности. Показательна в этом отношении направленность изменений составов пикритов вулкана Хребтового в ряду: 1) пикритовые туфы, 2) лавы, 3) вулканические брекчии — с возрастанием количества SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и уменьшением MgO от туфов к брекчиям, а также увеличением диапазона вариаций состава этих пород. Содержание малых элементов в породах изменяется в широких пределах. Особенностью состава даек и силлов пикритов района вулкана Хребтового по сравнению

с эффузивными и кластическими разновидностями пикритов является относительная обогащенность их Cr, Ni, Co, а также Sr, Rb и Zr.

Интересна намечающаяся зависимость концентраций ртути от степени «массивности» фациальных разновидностей пикритов. Так, количество ртути закономерно убывает от пикритов даек, силлов и лав к вулканическим брекчиям и туфам. Сходная, но менее четко выраженная зависимость выявляется и для бора. Отметим, что в отношении последнего элемента отсутствует корреляция его концентраций со степенью преобразования пород, это находится в противоречии с данными А. Ф. Горбова [1976 г.].

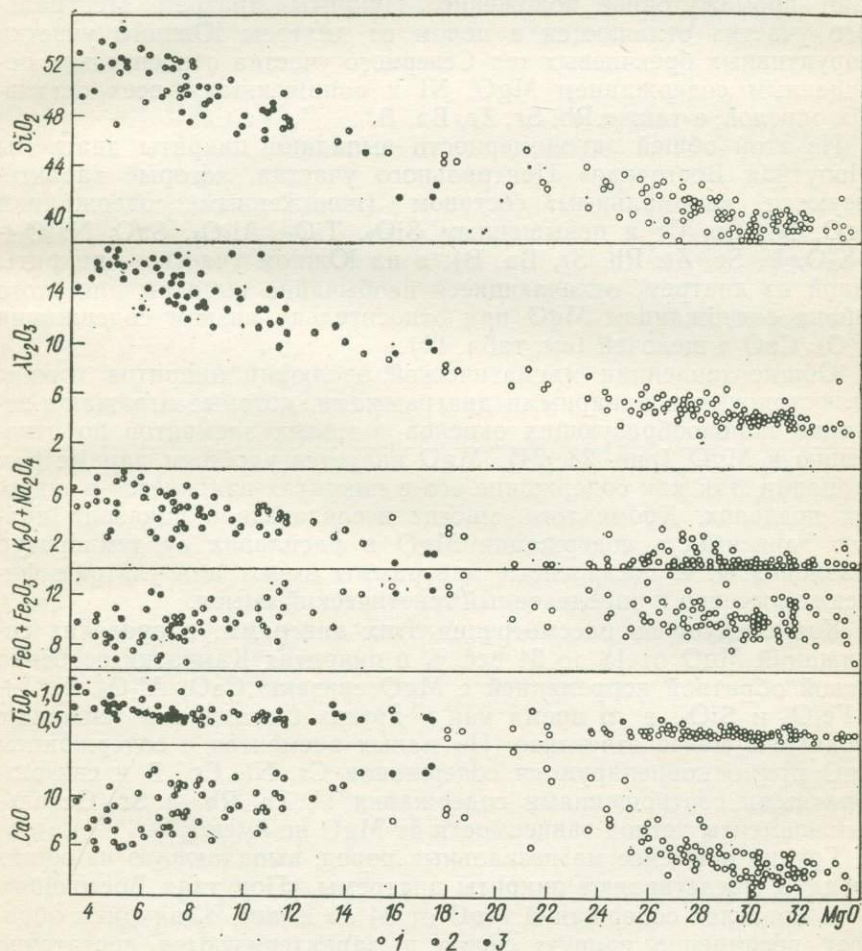


Рис. 23. Вариационная диаграмма MgO—окислы (вес. %) для вулканитов Камчатки.

1 — пикриты; 2 — базальты; 3 — авгиты.

Характерны некоторые различия составов обломков в брекчиях и связующей их туфовой массы как в вулкане, так и в диатремах. Обломки обычно обогащены SiO_2 , CaO , $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, что иногда хорошо коррелируется с повышенным содержанием клинопироксена в их минеральном составе.

Несмотря на широкое перекрытие составов пикритов отдельных участков, выявляются также некоторые их региональные различия. При сопоставлении составов пикритов даек и силлов трех участков устанавливаются относительная обогащенность пикритов Северного участка SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и обедненность их MgO по сравнению с пикритами Южного участка, тогда как пикриты Центрального участка по этим компонентам занимают промежуточное положение. Пикриты диатрем Центрального участка отличаются в целом от диатрем Южного участка и эруптивных брекчиевых тел Северного участка относительно повышенным содержанием MgO , Ni и пониженным — всех остальных окислов, а также Rb , Sr , Zr , Ba , V .

Из этой общей закономерности выпадают пикриты диатремы «Попутная Восточная» Центрального участка, которые характеризуются «аномальным» составом (пониженным содержанием MgO , Ni , Co , Cr и повышенным SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, V , Sc , Zr , Rb , Sr , Ba , V), а на Южном участке — пикриты одной из диатрем, отличающиеся необычайно высоким для этого района содержанием MgO при относительно низком содержании Al_2O_3 , CaO и щелочей (см. табл. 14).

Общие тенденции магматической эволюции пикритов хорошо иллюстрируются бинарными диаграммами, которые отражают вариации породообразующих окислов и малых элементов по отношению к MgO (рис. 23, 24). MgO является удобным параметром вариации, так как содержание его в пикритах изменяется в широких пределах. Кроме того, многие исследователи показали прямую зависимость содержания MgO в расплавах от температур плавления, т. е. построенные диаграммы имеют для ультрамафических составов и определенный генетический смысл.

Как следует из рассмотрения этих диаграмм, в пределах содержаний MgO от 18 до 34 вес. % в пикритах Камчатки особенно четкой обратной корреляцией с MgO связаны CaO , Al_2O_3 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ и SiO_2 , в то время как у других окислов эти тенденции проявлены менее отчетливо. Из малых элементов с содержанием MgO прямо коррелируются содержания Cr , Ni , Co , V и связаны обратными соотношениями содержания V , Zr , Rb и Sr . Остальные элементы четкой зависимости от MgO не имеют.

Группу наименее магнезиальных пород, выпадающую из общих трендов, представляют пикриты диатремы «Попутная Восточная».

В пределах содержаний MgO от 34 до 20 вес. % пикриты образуют несомненно единую серию и характеризуются достаточно четкими трендами всех окислов, причем максимальное количество пикритов имеет содержание MgO от 26 до 32 %. Меньшей магнезиальностью отличаются практически лишь пикриты вулкани-

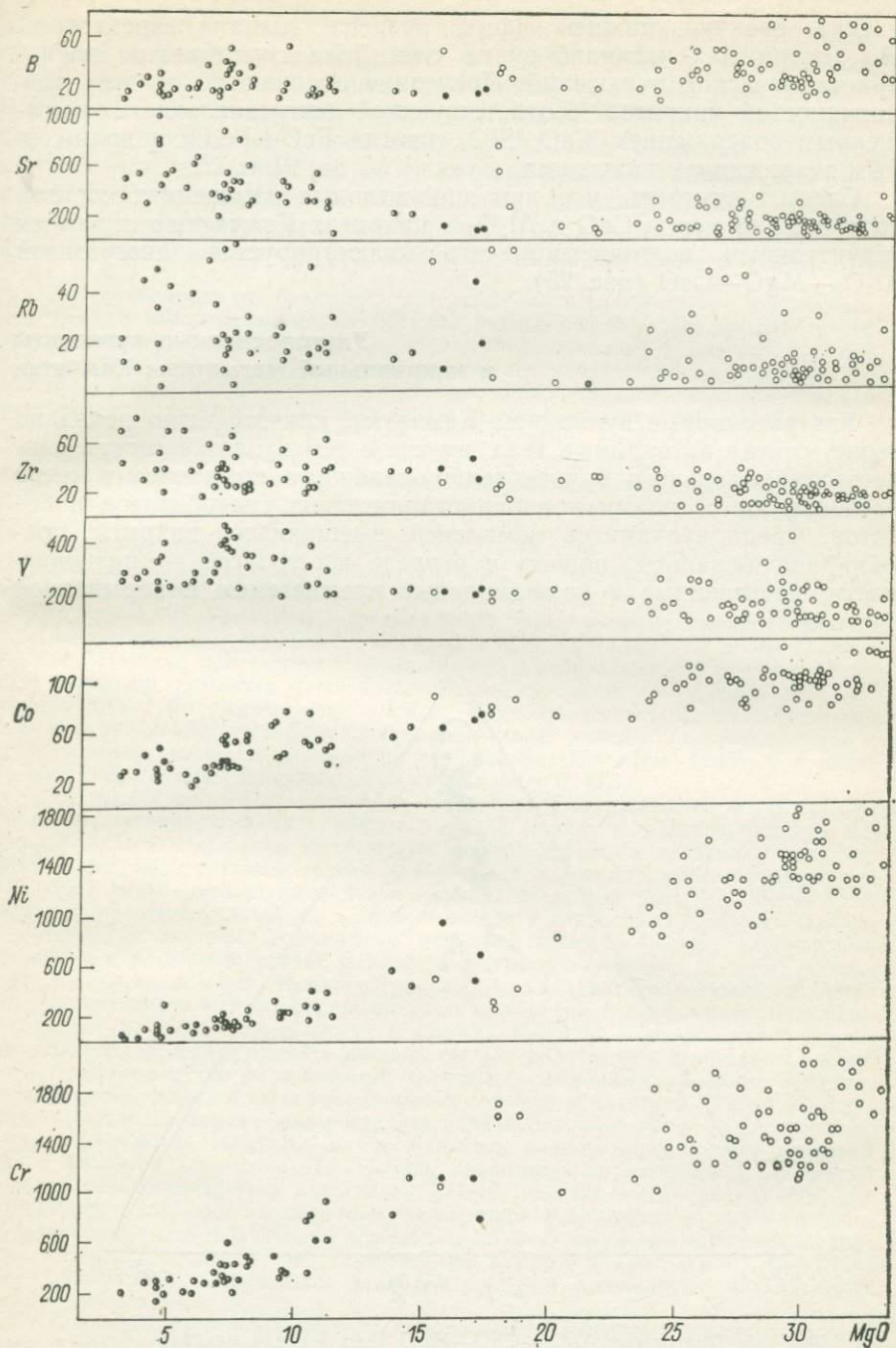


Рис. 24. Вариационная диаграмма MgO (вес. %) — малые элементы (г/т) для вулканитов Камчатки.

Усл. обозначения см. на рис. 23.

ческих брекчий нижней части разреза вулкана Хребтового. На диаграммах наглядно видна специфика гипербазитов полнокристаллических включений. Последние отличаются от всех разновидностей пикритов соответствующей магнезиальности повышенным содержанием CaO , SiO_2 , иногда $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ и пониженным содержанием глинозема, а также V , Sr , Rb и Zr .

Следует отметить, что при значительных изменениях состава соотношения между CaO и Al_2O_3 в пикритах Камчатки отличаются значительным постоянством, что иллюстрируется диаграммой $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—MgO—CaO}$ (рис. 25).

Ультраосновные вулканы и инициальный магматизм Камчатки

Ультраосновные вулканы Камчатки, как это было показано выше, являясь автономными телами, вместе с тем входят в состав раннегеосинклинального вулканогенно-осадочного комплекса и тесно ассоциируют с телами полнокристаллических гипербазитов и базитов. Среди вулканитов комплекса, вмещающего пикриты, преобладают базальты, причем в разрезе чередуются их разновидности, насыщенные и недосыщенные кремнеземом с нормальной

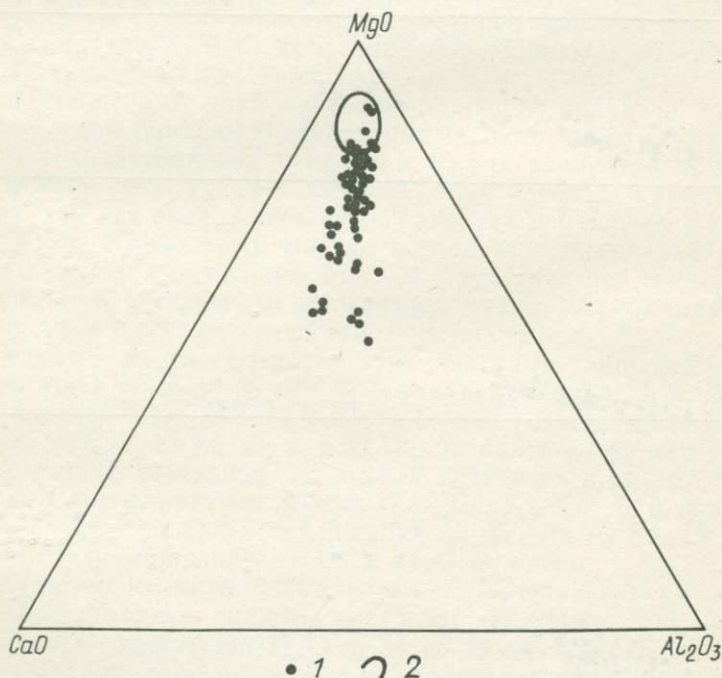


Рис. 25. Диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—CaO—MgO}$ (вес. %) для ультраосновных вулканитов Камчатки.

1 — составы пикритов Камчатки; 2 — поле модельных мантийных составов.

и повышенной, часто калиевой щелочностью. Характерно преобладание базальтов, содержащих в норме оливин и гиперстен, тогда как нефелин- и кварцнормативные базальты присутствуют в подчиненном количестве. Специфической особенностью базальтов, вмещающих ультраосновные вулканиты, является их повышенная магнезиальность, причем наиболее обогащены магнием некоторые разновидности базальтов, непосредственно подстилающие пикриты и слагающие наряду с последними обломки в вулканических брекчиях из основания вулкана Хребтового (табл. 16).

Все разновидности базальтов представлены исключительно порфировыми породами с вкрапленниками (в порядке уменьшающейся распространенности) клинопироксена и плагиоклаза; амфибола, клинопироксена и плагиоклаза; оливина, клинопироксена и плагиоклаза; оливина и клинопироксена; клинопироксена; амфибола и плагиоклаза; плагиоклаза; измененного лейцита, клинопироксена и плагиоклаза. Для подстилающей пикриты толщи характерна смена вверх по разрезу амфиболосодержащих базальтов оливиновыми базальтами и авгититами, с которыми непосредственно и ассоциируют пикриты. Базальты, перекрывающие пикриты, представлены преимущественно низкомагнезиальными пироксен-плагиоклазовыми разновидностями. С ними ассоциирует небольшое количество андезитов и дацитов.

Оливин вкрапленников базальтов ($2V_{Ng} = 86 \div 88^\circ$; $Ng = 1,691 \div 1,706$; $Np = 1,657 \div 1,673$) представлен хризолитом (Fa_{10-20} ; плагиоклаз — лабрадор-битовнитом (№ 60—70); клинопироксен относится к серии диопсид-авгита ($2V_{Ng} = 58^\circ$; $Ng = 1,716$; $Np = 1,686$ — среднее по 25 определениям); амфибол является обыкновенной роговой обманкой ($2V_{Ng} = 76 \div 85^\circ$; $Ng = 1,683 \div 1,673$; $Np = 1,663 \div 1,654$). Изредка присутствуют вкрапленники преобразованного лейцита, магнетита и апатита. Основная масса базальтов витрофировая ($N = 1,545 \div 1,587$) или микролитовая. По химическому составу она соответствует андезито-базальтам и андезитам. Аксессуорами минералами базальтов являются хромшпинелиды и гранаты, среди которых установлены алмадины ($N = 1,780 \div 1,815$), а в одной из проб обнаружены единичные зерна пирропа ($N = 1,749$).

Авгититы являются относительно малораспространенными, но характерными породами, ассоциирующими с пикритами. Они наряду с меланократовыми базальтами слагают шаровые, подушечные лавы и обломки в вулканических брекчиях толщи, подстилающей вулкан Хребтовый, а также отдельные потоки шаровых лав и редкие маломощные дайки и силлы на других участках. Кроме того, авгититы присутствуют иногда в виде обломков в пикритовых брекчиях вулкана Хребтового и диатрем. Установлены авгититы также в составе глобулярных трахимелано-базальтовых даек Северного и Южного участков, в которых слагают их основную массу, включающую глобулы калиевых трахибазальтов. Августиты представлены как порфировыми разновидностями с вкрапленниками клинопироксена (до 15—20%), а иногда и оливина (до 5%) в микролитовой клинопироксеновой основной массе с незначительным количеством серпентин-хлоритового мезостазиса, так и афировыми породами, сложенными мелкими кристаллами клинопироксена и серпентин-хлоритом. Афировые августиты близки по структуре и составу к хорошо раскристаллизованной основной массе ряда пикритов. Химический состав августитов в целом близок к расчетному составу основной массы пикритов (см. табл. 16). Оливин вкрапленников августитов представлен нередко резорбированными кристаллами (1—3 мм). Он всегда нацело замещен тонкошешуйчатым либо волокнистым серпентинитом. Клиннопироксен вкрапленников образует короткопризматические кристаллы до 2—3 мм. Клиннопироксен бледно-зеленый, неплеохроичный, иногда зональный ($2V_{Ng} = 57 \div 59^\circ$; $Ng = 1,705 \div 1,714$; $Np = 1,683 \div 1,690$). С оливином и клинопироксеном ассоциируют мелкие зерна рудных минералов.

Клиннопироксен основной массы порфировых и афировых августитов постоянно образует многолучевые сферолитовые сростки, агрегатные и скелетные кристаллы. Он бледно-зеленый, зеленый, иногда интенсивнее окрашен в краевых частях кристаллов и обладает слабым плеохроизмом ($2V_{Ng} = 50 \div 60^\circ$; $Ng = 1,725$,

Средние составы вулканических и субвулканических по

Окислы	I Базальты (15)		II Базальты (5)		III Андезиты (8)		IV Дациты (8)		V Авгититы (3)		VI Базальты ос- нования УВП (8)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
	SiO ₂	49,47	1,82	48,86	3,00	57,04	1,71	63,06	2,15	42,92	1,22	48,74
TiO ₂	0,59	0,07	1,01	0,17	0,86	0,19	0,47	0,10	0,56	0,02	0,57	0,08
Al ₂ O ₃	13,82	1,52	17,50	2,98	16,80	1,14	17,03	0,87	9,58	0,38	11,82	2,17
Fe ₂ O ₃	4,86	1,06	4,55	1,51	3,19	0,70	2,65	0,58	3,86	0,81	2,68	0,92
FeO	5,44	0,79	5,63	1,76	4,30	1,34	2,84	1,20	8,85	1,37	7,97	1,34
MnO	0,17	0,05	0,24	0,07	0,17	0,06	0,12	0,02	0,17	0,02	0,14	0,02
MgO	8,06	1,83	4,37	1,29	2,83	0,84	1,80	0,64	16,94	0,84	10,47	3,06
CaO	8,68	1,58	9,14	2,17	5,86	1,25	5,07	0,64	12,08	0,29	9,69	1,86
Na ₂ O	2,44	0,68	3,20	0,88	4,37	1,14	4,44	0,51	0,27	0,17	2,66	1,51
K ₂ O	2,38	0,78	1,20	0,59	1,61	0,84	1,46	0,42	0,78	0,28	2,11	1,64

Примечание. В скобках приведено количество анализов. I—IV — Северный участок: ральный и Южный участки: V—VII — вулканы, вмещающие УВП, VIII—IX — вулканы.

$Np=1,700$). Судя по оптическим данным, клинопироксены как вкрапленников, так и основной массы близки по составу и относятся к серии диопсид-авгитов. Преимущественно для афировых разновидностей авгитов характерно присутствие, часто в значительном количестве, мелких миндалин (до 1 мм в поперечнике), выполненных хлоритом и серпентином. Акцессорными минералами авгитов являются хромшпинелиды, циркон, корунд ($N=1,770$), бледно-розовые и розовые альмандины ($N=1,810\div 1,824$).

Остановимся несколько подробнее на характеристике глобулярных трахимеланобазальтов, основная масса которых, как будет показано ниже, близка по минеральному и химическому составу к авгититам. Трахимеланобазальты состоят из многочисленных глобулей правильной сферической формы до одного сантиметра в поперечнике и цементирующей их основной массы. Содержание глобулей в породах неравномерно. Ими обогащены отдельные прослои, приуроченные к висаячим эндоконтактам даек и согласные с их падением. Изучение глобулей показало, что они сложены в различной степени девитрифицированным и хлоритизированным, а часто ожелезненным вулканическим стеклом или тонкозернистым лейкократовым материалом микробостонитовой структуры с беспорядочно ориентированными микролитами бледно-зеленого клинопироксена диопсид-авгитового состава ($2V_{Ng}=56\div 58^\circ$; $Ng=1,714\div 1,719$; $Np=1,688\div 1,692$). В некоторых глобулях, преимущественно в их краевых частях, присутствуют отдельные зерна томсонита ($Ng=1,535$; $Np=1,523$). Основная масса, вмещающая глобули, представляет собой вулканическое стекло, почти всегда нацело превращенное в серпентин-хлоритовое вещество с обилием микролитов клинопироксена ($2V_{Ng}=58\div 62^\circ$; $Ng=1,719\div 1,728$; $Np=1,691\div 1,703$).

Химические анализы глобулей и вмещающей массы, а также определения содержаний в них малых элементов свидетельствуют о резком различии их составов (см. табл. 16). Глобули по сравнению с вмещающей их массой обогащены

род, ассоциирующих с ультраосновными вулканитами (УВП) Камчатки (вес.%)

VII Базальты (30)		VIII Базальты (8)		IX Андезиты (8)	Порфириовидные габбро- долериты (2)—Габбро-сиениты дифференцированного силла (2)					Глобулярные трахимелано- базальты	
\bar{x}	s	\bar{x}	s		\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	Глобу- ли (2)	Основная масса (2)
\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	x	
49,99	2,53	51,23	2,44	56,16	43,82	45,88	47,27	50,28	50,38	39,04	
0,64	0,18	0,76	0,13	0,72	0,41	0,58	0,77	0,98	0,63	0,80	
14,21	2,37	15,22	1,38	14,48	8,34	11,74	14,33	15,39	11,70	12,23	
2,74	0,81	2,47	1,04	3,22	2,50	3,47	5,88	3,35	2,10	5,07	
6,41	1,57	6,64	1,84	3,94	9,72	8,98	8,70	6,40	7,63	9,91	
0,15	0,03	0,14	0,02	0,14	0,20	0,18	0,17	0,14	0,16	0,27	
8,58	2,80	5,83	2,57	2,53	18,07	10,05	5,90	3,30	6,96	12,70	
9,22	1,86	7,63	1,53	7,94	8,70	10,68	7,58	8,71	10,01	10,66	
2,50	1,08	3,76	1,24	3,52	0,90	1,47	2,91	1,94	0,69	0,16	
1,73	1,00	2,50	1,22	1,90	1,02	2,85	3,35	6,50	5,90	1,98	

I — вулканиты, вмещающие УВП, II—IV — вулканиты, перекрывающие УВП; V—IX — Цент-перекрывающие УВП.

SiO₂, Na₂O, K₂O, Sr, Zr, Sn, Rb и обеднены MgO, FeO + Fe₂O₃, MnO, TiO₂, B₂O₃, Co, V при близких содержаниях Al₂O₃, CaO, P₂O₅, Ni, Cr, Sc. В целом по химическому составу глобулы соответствуют щелочным разновидностям базальтов района, а основная масса приближается к составам распространенных здесь же авгититов.

Следует отметить, что для вулканогенно-осадочного комплекса, вмещающего пикриты, весьма характерно широкое распространение силлов и реже даек базальтов, габбро-долеритов, габбро-сиенитов и шонкинитов, которые нередко тесно пространственно ассоциируют с силлами и дайками пикритов. Мощность даек и силлов базальтоидов, как правило, не превышает нескольких метров. Пластовые залежи большей мощности отличаются сложным строением. Одна из таких типичных сложнопостроенных залежей, находящаяся в районе горы Верхняя Адриановка Северного участка, была описана выше. В ее составе выделяются порфириовидные меланократовые габбро, габбро-долериты, мелкозернистые калишпат-содержащие габбро и габбро-сиениты, шонкиниты и трахибазальты, зачастую связанные постепенными переходами. Габбро-долериты, порфириовидные мелкозернистые габбро-сиениты и шонкиниты, слагающие дайки и силлы, представляют собой единый ряд пород, различающихся главным образом по содержанию плагиоклаза, калиевого полевого шпата и клинопироксена. Эти породы близки по минеральному и химическому составу к вмещающим их вулканическим и вулканогенно-осадочным породам (см. табл. 16).

Порфириовидные меланократовые габбро, слагающие дайки, силлы и входящие в состав сложнопостроенных залежей, представляют собой порфириовидные породы с прекрасно образованными, часто крупными кристаллами (до 1 см) высокомагнезиального оливина ($N_g=1,697$, $N_p=1,659$), которые располагаются в мелкозернистой основной массе, составляющей 50—60% от объема породы. Основная масса меланократовых габбро сложена диопсид-авгитом ($N_g=1,708$;

$Nr=1,681$) и битовнитом. Присутствуют мелкие зерна хромшпинелидов и магнетита, а также в незначительном количестве биотит. Разновидности этих пород, обогащенных крупными кристаллами оливина, весьма близки по внешнему облику и химическому составу к пикритам, но отличаются от них тем, что их полнокристаллическая основная масса содержит существенное количество плагиоклаза (табл. IV, а).

Весьма характерна тесная пространственная и временная связь с ультраосновными вулканитами интрузивных пород различных ассоциаций: оливинитов—верлитов—клинопироксенитов—габбро-сиенитов и дунитов—гарцбургитов—габбро-гранодиоритов, соответствующих толбачинскому и останцовскому комплексам.

Интрузивы толбачинского комплекса представлены сложнопостроенными массивами гипербазит-габбро-габбро-сиенитового состава размером до 15 км², телами гипербазит-габбрового и габбро-габбро-сиенитового состава размером до 2—8 км², а также более мелкими телами гипербазитов, габбро и габбро-сиенитов—шонкинитов. В большинстве случаев интрузивы толбачинского комплекса образуют пластинообразные тела, субсогласные с вмещающими их вулканогенно-осадочными породами. Преобладающей разновидностью пород комплекса являются габбро, иногда повышенной щелочности. Гипербазиты присутствуют в подчиненном количестве, а габбро-сиениты и сиениты встречаются крайне редко. Гипербазиты комплекса представлены оливинитами, верлитами, клинопироксенитами, редко горнblendитами и шрисгеймитами. Характерно присутствие плагиоклазосодержащих разновидностей гипербазитов. Среди габбро различают оливин-клинопироксеновые и амфибол-клинопироксеновые разновидности, которые связаны переходными разностями с биотит-клинопироксеновыми габбро-сиенитами и сиенитами. Наиболее крупный массив сложного строения, относящийся к толбачинскому комплексу, находится на Северном участке вблизи горы Верхняя Андриановка.

Более характерными для толбачинского комплекса являются небольшие массивы гипербазит-габбрового, габбро-габбро-сиенитового состава, а также самостоятельные интрузивы гипербазитов, габбро и габбро-сиенитов, причем в ряде случаев устанавливается прорывание гипербазитов габброидами. Для всех этих тел показательна магматическая расслоенность, которая проявляется в различной степени как в сложных интрузивах с градационными переходами от гипербазитов к габброидам, так и в самостоятельных телах гипербазитов и габбро. Примером дифференцированных тел гипербазитов являются небольшие пластинообразные интрузивы района горы Савульч Южного участка. Их мощность варьирует от первых десятков до первых сотен метров. Приподошвенная часть этих тел сложена апооливинитами, которые к кровле постепенно сменяются верлитами и оливиновыми порфиридовидными пироксенитами, содержащими биотит, плагиоклаз, а иногда незначительное количество серпентин-хлоритового вещества. Важной особенностью является присутствие в зонах висячих эндоконтактов некоторых тел своеобразных брекчий, в ко-

торых наряду с угловатыми обломками названных выше гипербазитов присутствуют многочисленные обломки пикритов с вкрапленниками оливина или оливина и пироксена в витрофировой основной массе, содержащей в ряде случаев микролиты клинопироксена.

Оливиниты толбачинского комплекса состоят из идиоморфных кристаллов нацело серпентинизированного оливина, в промежутках между которыми иногда присутствует незначительное количество серпентин-хлоритового мезостазиса. Верлиты, оливиновые пироксениты и пироксениты представляют единый ряд пород, связанных друг с другом и оливинитами промежуточными разновидностями. Они образованы идиоморфными кристаллами частично серпентинизированного оливина и клинопироксена. Нередко присутствуют плагиоклаз с содержанием около 80 % анортитового компонента и биотит. Плагиоклаз и слюда образуют неправильной формы выделения между кристаллами оливина и пироксена, а крупные кристаллы биотита иногда включают эти минералы. Редко и в незначительном количестве (до 3—5 %) в породах присутствует серпентин-хлоритовый мезостазис. Акцессорными минералами этих пород являются хромшпинелиды и магнетиты, иногда присутствуют гранаты, цирконы и апатиты.

Специфической разновидностью гипербазитов комплекса являются шрисгеймиты, которые состоят из существенно магнезиального оливина, клинопироксена, аналогичного пироксенам описанных выше перидотитов — пироксенитов, и обыкновенной роговой обманки, включающей кристаллы оливина и клинопироксена. Обычно в них присутствуют также незначительное количество биотита и единичные зерна магнетита и апатита. Оливин-пироксеновые габбро связаны с верлитами и пироксенитами промежуточными разновидностями пород. Они состоят из оливина, клинопироксена, плагиоклаза с 55—70 % анортитового компонента. Иногда в них присутствуют единичные зерна биотита или калиевого полевого шпата, а также магнетит и сфен. Пироксеновые габбро отличаются от вышеописанных меньшим количеством оливина, а иногда и его отсутствием. Пироксениты часто обрастают и замещаются зеленым амфиболом, который в свою очередь в краевых частях кристаллов сменяется амфиболом голубовато-зеленого цвета. Биотит-пироксеновые габбро, габбро-сиениты, а также сиениты связаны с пироксеновыми габбро постепенными переходами и образуют с ними единый ряд пород, в котором от габбро к сиенитам при общем уменьшении количества темноцветных минералов увеличивается роль биотита, магнетита, а в лейкократовой части возрастает количество плагиоклаза и калиевого полевого шпата, что определяет преимущественно монцитовый характер структуры этих пород.

Таким образом, практически все породы толбачинского комплекса постепенно переходят друг в друга, причем устанавливается закономерное изменение состава слагающих их минералов. Так, от гипербазитов к габбро в составе оливина увеличивается содержание фаялитового компонента от 18 до 35 %. В отдельных разновидностях гипербазитов содержание фаялита в оливине не превышает 10 %. Клинопироксениты в перидотитах — оливинитах относятся к единому ряду диопсид-авгитов. Составы пироксенов эволюционируют вдоль линии диопсид-геденбергит в полях диопсид—салит—авгит, причем наиболее магнезиальными являются пироксениты диопсидовых пироксенитов, а наиболее железистыми пироксениты габбро-сиенитов и сиенитов. Состав амфибола закономерно изменяется от гипербазитов к габбро, при этом происходит уменьшение их показателей преломления и $2V_{Ng}$, а также изменяется цвет от зеленого до голубовато-зеленого, что, вероятно, свидетельствует о переходе амфиболов ряда обыкновенной роговой обманки к ряду паргасит—феррогастингсит. Состав

биотита, судя по незначительным колебаниям его показателей преломления, практически не изменяется. В плагиоклазах от гипербазитов к габбро-сиенитам, и сиенитам содержание анортита уменьшается от 80 до 45 %.

Общими особенностями химизма пород толбачинского комплекса является их широкодифференцированный характер, относительно невысокая магнезиальность перидотитов и обогащенность их известью и глиноземом, а также в некоторых случаях повышенная щелочность всех разновидностей пород (табл. 17).

Останцовский интрузивный комплекс объединяет интрузивы гипербазитов дунит-гарцбургитового состава с резко подчиненным количеством лерцолитов, вебстеритов, диаллагитов и верлитов (первая интрузивная фаза), габбро (вторая фаза) и мелкие тела и дайки гранодиоритов и плагиогранитов (третья фаза).

Преобладающей разновидностью пород являются гипербазиты, причем нередко они характеризуются полосчатыми текстурами. Форма массивов гипербазитов пластинообразная, линзообразная. Размеры их варьируют от первых километров до десятков километров. Габбро слагают небольшие часто крутопадающие тела. Они представлены преимущественно амфиболовыми разновидностями.

Наиболее хорошо изученным и типичным для комплекса интрузивом гипербазитов является массив горы Попутной Центрального участка. Он расположен в непосредственной близости от ультраосновного вулкана Хребтовый, диатрем и субвулканических тел пикритов, что явилось основанием для В. А. Селиверстова и др. [1969 г.] рассматривать его в качестве «корневой системы» ультраосновных вулканитов. Характерной особенностью минерального состава гипербазитов комплекса является постоянное присутствие в них ортопироксена.

Дуниты и гарцбургиты связаны промежуточными разновидностями. Они представляют собой средне- и крупнозернистые породы, сложенные частично серпентинизированным оливином с содержанием от 8 до 12 % фаялитовой составляющей. Содержание ортопироксена изменяется от единичных зерен в дунитах до 40 % в гарцбургитах, однако состав его меняется незначительно и, видимо, близок к энстатит-бронзиту. Хромшпинелиды распространены в породах неравномерно. Количество их уменьшается от дунитов к гарцбургитам. Изменяется в этом направлении и интенсивность их окраски, что, видимо, соответствует уменьшению содержания в их составе хрома. Аналогичное изменение характера хромшпинелидов наблюдается иногда и в пределах единых кристаллов от их центра к периферии. Редко в краевой части последних появляется оторочка магнетита.

В гарцбургитах в незначительном количестве постоянно присутствует клинопироксен существенно диопсидового состава. Этот же пироксен характерен для клинопироксенитов, а также верлитов и лерцолитов, образовавшихся в результате метасоматического развития диопсида по оливинитам и гарцбургитам.

Габбро и габбро-диориты комплекса представляют собой преимущественно средне- и крупнозернистые породы. Для гигантозернистых и пегматоидных разновидностей габбро характерна пойкилофитовая структура за счет развития крупных кристаллов амфибола, включающих пироксен и плагиоклаз. От габбро к габбро-диоритам уменьшается содержание темноцветных минералов, причем исчезают оливин и клинопироксен и увеличивается содержание биотита за счет амфибола. Кроме того, увеличивается содержание плагиоклаза, но уменьшается

Средние химические составы интрузивных пород, ассоциирующих с пикритами Камчатки (вес. %)

Порода	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Толбачинский комплекс											
Оливиниты	4	37,21	0,18	0,63	6,10	2,23	0,12	37,78	0,41	0,09	0,03
Верлиты	9	43,07	0,17	3,88	4,04	6,90	0,16	24,61	10,24	0,32	0,22
Пироксениты	6	47,83	0,22	3,64	3,27	4,77	0,17	18,79	18,08	0,49	0,33
Пикриты	4	38,31	0,52	8,73	3,56	8,18	0,22	20,40	13,14	0,15	0,07
Габбро	17	47,62	0,66	14,78	4,15	6,31	0,16	8,81	10,24	2,60	1,56
Габбро-сиениты	8	48,95	0,67	14,34	4,95	5,94	0,13	7,71	8,49	2,91	2,84
Оливиниты *	2	38,37	0,05	1,12	7,24	1,62	0,20	36,80	0,62	0,08	0,05
Верлиты *	2	42,92	0,11	1,84	6,41	3,79	0,16	26,70	8,86	0,25	0,16
Оливиновые пироксениты *	2	45,75	0,15	2,36	5,00	4,03	0,14	22,56	13,54	0,24	0,04
Пироксениты *	2	47,17	0,17	2,69	4,34	3,24	0,13	21,89	16,59	0,26	0,06
Останцовский комплекс											
Дуниты	4	37,93	0,10	1,10	3,80	4,21	0,07	39,28	0,85	0,14	0,14
Гарцбургиты	3	43,38	0,05	1,39	1,27	7,35	0,13	39,91	2,04	0,07	0,05
Габбро	6	49,37	0,82	17,37	3,48	4,97	0,14	7,43	9,71	2,10	1,09

* Гипербазиты, связанные промежуточными разновидностями в пределах единого тела.

его основность, а также во все увеличивающихся количествах появляются кварц и калиевый полевой шпат. Среди темноцветных минералов габброидов постоянно наблюдаются реакционные взаимоотношения. Устанавливается следующий реакционный ряд: оливин—клинопироксен—амфибол—биотит.

Плагиоклаз обычно зональный. Содержание анортита в плагиоклазе габбро составляет 52—70 %, а в кварцевых габбро и габбро-диоритах — 44—56 %. Калиевый полевой шпат и кварц распространены в породах крайне неравномерно и всегда ксеноморфны. Изредка эти минералы образуют участки микропегматовой структуры.

Акцессорные минералы представлены в габброидах прекрасно образованными кристаллами сфена, апатита и иногда зернами циркона.

Петрохимической спецификой пород комплекса являются резкое обособление (отсутствие промежуточных разновидностей) пространственно тесно связанных гипербазитов и габброидов, а также обычно насыщенность кремнеземом, существенно натриевый характер последних и высокая магнезиальность гипербазитов при незначительном содержании в них кальция, глинозема и щелочей (см. табл. 17).

Присутствие в составе единой раннегеосинклиналиной магматической ассоциации на Камчатке пикритов, авгититов, базальтов, а также полнокристаллических интрузивов гипербазитов и базитов различного состава, тесно сопряженных пространственно и несомненно близких по возрасту, представляет надежную «геологическую» основу для рассмотрения генетических взаимоотношений названных образований. Для сопоставления составов пикритов Камчатки с ассоциирующими с ними базальтами и авгититами использованы вариационные диаграммы (см. рис. 23, 24). Как следует из их рассмотрения, пикриты отделены от базальтов заметными разрывами по содержанию MgO , CaO , Al_2O_3 , SiO_2 , $Na_2O + K_2O$, Cr , Ni , Co , Zr , Sr , которые фиксируются уступами на соответствующих вариационных кривых либо разрежением точек соответствующих составов. Четкий характер разрывов трендов и в ряде случаев их разный тип для пикритов и базальтов свидетельствуют об отсутствии непрерывных переходов между этими двумя классами пород, несмотря на наличие отдельных пород с «промежуточными» петрохимическими свойствами. Обособление полей составов пикритов и базальтов Камчатки при общей тенденции изменения их состава хорошо иллюстрируется также диаграммой $A-S$ (рис. 26), предложенной Л. В. Дмитриевым и др. [16], где $A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$ (вес. %), а $S = SiO_2 - (TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO)$ (вес. %). На этой диаграмме отчетливо видны «промежуточный» характер отдельных разновидностей пикритов, обладающих пониженной магнезиальностью, и специфический состав базальтов и авгититов, извержение которых непосредственно предшествовало извержению пикритов.

Ранее уже говорилось о тенденции повышения магнезиальности пикритов снизу вверх по разрезу вулкана Хребтового. Эта тенденция отмечается, таким образом, еще в базальтах, непосредственно предшествующих извержению. Указанная тенденция, а также резкое понижение содержания магния в базальтах, обра-

зующихся вслед за пикритами, хорошо иллюстрируются средними составами базальтов (см. табл. 16).

Как уже отмечалось, базальты отличаются от пикритов также по содержанию малых элементов. Особенно интересно различие поведения в них таких элементов, как стронций, рубидий, и их соотношение с калием, которым в настоящее время придается большое значение при различного рода петрогенетических построениях. Рассмотрение графика $K/Rb-K$ для пикритов и базальтов Камчатки (рис. 27) позволяет обнаружить постепенный рост отношения K/Rb при увеличении содержания калия в пикритах, тогда как для базальтов характерен иной тренд. Поле их составов перекрывает лишь крайнюю часть полей составов пикритов. Еще более четкое обособление полей составов пикритов и базальтов видно на диаграмме $Rb-Sr$ (рис. 27), где первое поле отчетливо смещено в область меньших значений стронция.

Из изложенного следует, что пикриты, всегда слагающие индивидуализированные, автономные тела и характеризующиеся постоянством состава, четко петрохимически обособлены от ассоциирующих с ними базальтов и авгититов. Это свидетельствует в пользу формирования пикритов из самостоятельной первичной магмы ультраосновного состава. Данные, приведенные выше, позволяют сделать некоторые выводы о характере ультраосновного расплава. Несмотря на значительное содержание оливина, обра-

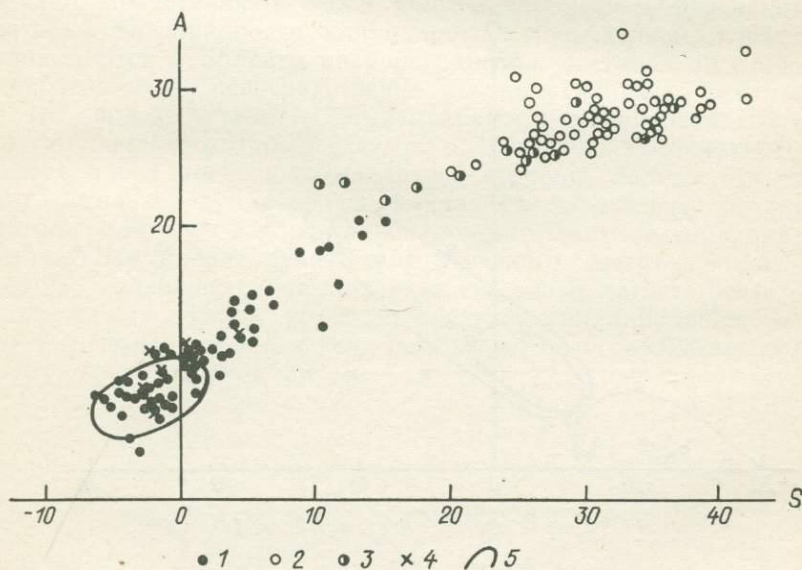


Рис. 26. Диаграмма $A-S$ (вес. %) для пикритов и ассоциирующих с ними базальтов и авгититов Камчатки.

1 — пикриты; 2 — базальты; 3 — авгититы и базальты, непосредственно подстилающие пикриты вулкана Хребтового; 4 — нодулы полнокристаллических гипербазитов; 5 — поле модельных мантийных составов.

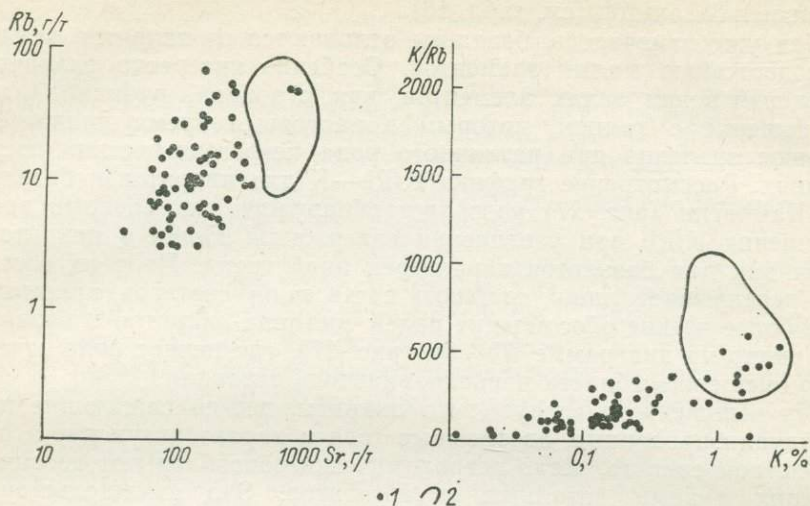


Рис. 27. Соотношения Rb—Sr и K—K/Rb в пикритах и вмещающих их базальтах Камчатки.

1 — пикриты; 2 — поле составов базальтов.

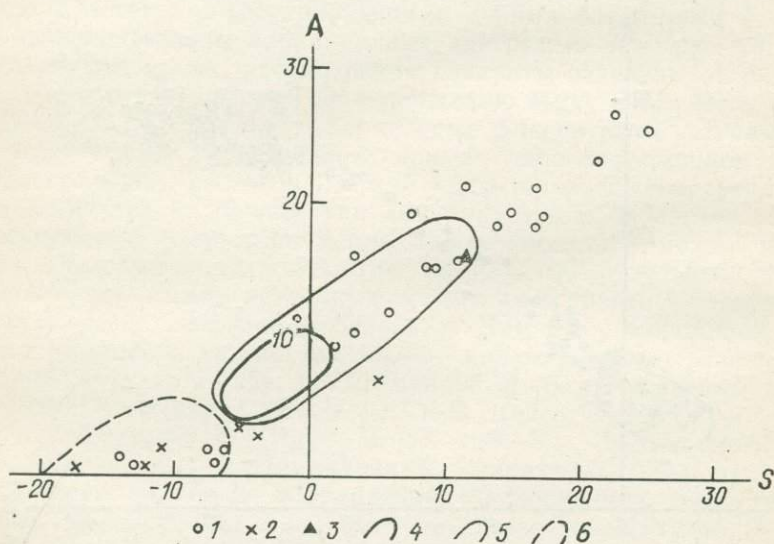


Рис. 28. Диаграмма A—S (вес. %) для интрузивных пород Камчатки, ассоциирующихся с пикритами.

1 — гипербазиты толбачинского комплекса; 2 — гипербазиты останцового комплекса; 3 — средний состав верлита, по Р. Дэли; 4 — поле модельных мантийных составов; 5 — поле пикритов Камчатки; 6 — поле преобладающих составов дунит-гарцбургитовой ассоциации.

зовавшегося преимущественно в интрателлурических условиях, ультраосновной расплав, излившийся на поверхность, характеризовался значительной текучестью, о чем свидетельствуют широкое площадное распространение лав, а также тонкое послойное проникновение пикритов во вмещающие породы на контактах некоторых даек. Постоянное присутствие в пикритах миндалин, часто многочисленных, позволяет предполагать повышенное содержание летучих в магматическом расплаве, также, вероятно, снижавших его вязкость.

Как было показано выше, с пикритами Камчатки ассоциируют гипербазиты двух различных интрузивных комплексов — останцовского и толбачинского, представленных соответственно породами дунит-гарцбургитовой и оливинит-верлит-клинопироксенитовой ассоциаций. Наряду с приведенными ранее данными о тесной геологической сопряженности гипербазитов толбачинского комплекса с пикритами и о сходных чертах их минерального состава (отсутствие ортопироксена) петрохимические особенности также свидетельствуют о близости составов этих гипербазитов и пикритов (рис. 28). Так, на диаграмме $A-S$ поле пикритов перекрывается полем гипербазитов толбачинского комплекса, что отражает как сходство составов этих образований, так и значительную степень дифференцированности толбачинских гипербазитов. Вне поля пикритов располагаются составы оливинитов, которые, вероятно, представляют собой аккумуляционные образования, и некоторые разновидности клинопироксенитов, причем последние располагаются в области распространения составов авгититов и меланобазальтов, непосредственно ассоциирующих с пикритами. Все это свидетельствует о комагматичности пикритов и гипербазитов толбачинского комплекса и о несомненно магматическом генезисе пород последнего. С другой стороны, породы останцовского комплекса существенно отличаются по химизму от гипербазитов оливинит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации и локализуются в поле дунит-гарцбургитового состава мира, для которого большинство исследователей предполагает реститовое происхождение. Таким образом, среди геосинклинальных гипербазитов намечаются две ветви, одна из которых близка по составу к ультраосновным вулканитам.

**Ультраосновные вулканы ранних стадий развития
геосинклинально-складчатых областей**

Как показывает обзор современной литературы, ультраосновные вулканические породы нередко образуют существенную часть раннегеосинклинальных магматических комплексов. Помимо уже рассмотренной выше ультраосновной вулканической провинции Камчатки, к этому типу относятся хорошо изученные ультраосновные вулканы комплекса Тродос на о. Кипр, выявленные в последнее время ультраосновные вулканы Сихотэ-Алиня, а также менее изученные ультраосновные лавы некоторых других районов мира, например Северной и Центральной Америки. При этом следует подчеркнуть, что вследствие сильной измененности большинства пород геосинклинальных магматических комплексов ультраосновные вулканы, в первую очередь подвергающиеся серпентинизации, во многих случаях не могут быть уверенно отделены от сходных с ними по составу интрузивных пород.

Ультраосновные вулканы хр. Сихотэ-Алинь

На востоке СССР, вблизи побережья Японского моря, в хр. Сихотэ-Алинь в последние годы обнаружено несколько районов распространения ультраосновных вулканитов [12, 42]. Выходы ультраосновных вулканических пород вытянуты полосой северо-восточного направления, согласно с общим направлением хребта. Они приурочены к геосинклинальным вулканогенно-осадочным образованиям поздне триасового—раннеюрского возраста. Последние на севере Сихотэ-Алиня (в так называемом Джаурском блоке) представлены джаурской свитой, которая, по данным М. В. Мартынюка [1972 г.], достигает мощности 1800 м. Разрез свиты распадается на две части. Нижняя подсвита сложена главным образом вулканическими породами, и для нее характерна сильная фациальная изменчивость, что, возможно, связано с многоочаговым характером извержения. В строении подводных вулканических аппаратов, имеющих в поперечнике до нескольких километров, участвуют покровы базальтов и диабазов, лавобрекчии, гиалокластиты и туфы. Среди прорывающих их даек и силлов кроме базальтов присутствуют авгититы, мончикиты и габбро-диабазы. В некоторых местах базальты слагают многэтажные силлы в кремнистых породах. С удалением от вулканических центров эффузивные

и вулканокластические породы быстро выклиниваются и сменяются разноцветными кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, включающими линзы и горизонты хемогенных известняков. По мнению М. В. Мартынюка, извержения базальтов имели характер трещинных излияний и происходили в глубоководных условиях. Верхнеджаурская подсвета сложена кремнисто-глинистыми породами, что свидетельствует о прекращении во время ее накопления процессов активного вулканизма.

Для изверженных пород джаурского комплекса характерно преобладание щелочных базальтов с содержанием K_2O до 5—7%. Породы с содержанием SiO_2 больше 54% полностью отсутствуют. Наиболее распространены афировые или микропорфировые разновидности базальтов. Среди темноцветных минералов в них преобладает титан-авгит, а оливин встречается исключительно редко. Состав моноклинного пироксена соответствует повышенному содержанию TiO_2 в базитах ($TiO_2=2,46 \div 2,83\%$). Аналогичный характер и состав имеют ассоциирующие с ультраосновными вулканидами юрские геосинклинальные образования в средней части Сихотэ-Алиня [42]. Однако в отличие от Северного Сихотэ-Алиня, где палеозойские образования неизвестны, здесь юрские вулканогенно-осадочные породы ассоциируют с близкими к ним по составу палеозойскими геосинклинальными породами. Предполагается, что юрские кремнистые породы, эффузивы и граувакки накапливались в системе наложенных впадин [42]. Вероятно, процесс раздробления палеозойского основания действительно имел место перед заложением юрских прогибов, однако характер тектонического режима при этом не изменился. От палеозойских пород юрские эффузивы отличаются высокой щелочностью, что, по мнению С. А. Щеки [42], позволяет относить их к «щелочным офиолитам» в отличие от толеитовых палеозойских.

Таким образом, вмещающий ультраосновные вулканиды триасово-юрский геосинклинальный вулканогенно-осадочный комплекс Сихотэ-Алиня обладает большим сходством с поздне меловыми — палеогеновыми комплексами Камчатки. Различие заключается в преобладании на Сихотэ-Алине базальто-кремнистой ассоциации пород, тогда как на Камчатке более широко распространена базальто-турбидитовая ассоциация. Видимо, с меньшей интенсивностью вулканизма связана меньшая мощность сихотэ-алинского вулканогенно-осадочного комплекса по сравнению с камчатскими.

В составе сихотэ-алинских базальтов обращает на себя внимание повышенное содержание TiO_2 , которое отличает их от базальтов Камчатки (табл. 18).

Сходство вулканогенно-осадочных комплексов Камчатки и Сихотэ-Алиня позволило предположить, что они ассоциируют со сходными типами тектонических структур — базальтовыми геосинклинальными поясами окраинно-океанического (периокеанического) типа. Особенностью указанных поясов, как уже отмечалось, является их положение на границе блоков коры континентального и океанического типа, в зоне повышенной магматической прони-

Средний химический состав основных и ультраосновных вулканитов Сихотэ-Алиня (вес. %)

Оксиды	1 (5)	2 (5)	3 (4)	4 (1)	5 (2)	6	7
SiO ₂	39,86	39,95	39,93	38,46	38,85	50,36	49,95
TiO ₂	0,76	1,35	3,67	1,86	1,18	2,05	2,09
Al ₂ O ₃	4,47	5,18	7,21	7,98	4,77	8,96	9,40
Fe ₂ O ₃	3,00	6,84	8,78	9,28	6,74	2,74	5,89
FeO	7,67	6,40	7,24	6,09	6,58	7,48	8,19
MnO	0,20	0,25	0,23	0,21	0,25	0,19	0,17
MgO	32,12	26,24	14,94	17,26	29,40	12,18	9,87
CaO	4,31	4,62	10,54	9,14	4,97	11,38	9,06
Na ₂ O	0,20	0,42	1,05	0,99	0,48	3,29	3,65
K ₂ O	0,21	0,26	1,43	0,10	0,24	0,35	0,23
Cr ₂ O ₃	Не обн.	0,18	0,08	0,17	Не обн.	0,08	0,09
NiO	То же	0,17	0,09	0,15	То же	0,06	0,08

Примечание. 1 — меймечит Северного Сихотэ-Алиня, по М. В. Мартынюку [1972 г.]; 2 — меймечит Среднего Сихотэ-Алиня [42]; 3 — пикритовая брекчия [42]; 4 — пикрит [42]; 5 — меймечит Бикинского прогиба [12]; 6, 7 — пикритовые базальты Среднего Сихотэ-Алиня [42]. В круглых скобках — число анализов.

цаемости. Сказанное хорошо согласуется с тем, что Сихотэ-Алинский окраинно-океанический пояс располагается вдоль восточной части границы частично погруженного Ханкайского кристаллического массива, что подтверждается геофизическими данными [42].

Ультраосновные вулканиты Сихотэ-Алиня в настоящее время исследованы относительно слабо, вероятно, в связи с чем породы достоверно эффузивных фаций среди них не описаны. Судя по предварительным данным, обобщенным С. А. Щекой [42], меймечиты и пикриты (по терминологии автора) ассоциируют с дунитами, верлитами, клинопироксенитами, образуя с ними единый комплекс, который прорывает толщу геосинклинальных вулканогенно-осадочных пород юрского возраста. Формирование комплекса протекало в несколько этапов. Вначале внедрились мелкие (от 150 до 1200 м) линзовидные тела дунитов и верлитов, а затем меймечиты, пикриты, пикрито-базальты и базальты. При этом наблюдается прорывание пикритами массивов дунитов—верлитов. Состав и строение массивов полнокристаллических гипербазитов однообразны: аподунит-серпентинитовые ядра окружены верлитовыми и клинопироксенитовыми оторочками.

Меймечиты и пикриты обычно слагают дайки и мелкие (50 × 70 м²) штокообразные тела. В наиболее крупных из этих тел ядра сложены крупнопорфировыми разновидностями с кристаллами оливина до 3 см в поперечнике; в краевых частях появля-

ются средне- и мелкопорфировые породы. Мелкие тела сложены однородными породами. Наряду с этими субвулканическими телами встречаются также диатремы. Так, С. А. Щека приводит следующее краткое описание трубки взрыва, расположенной у сел. Ариадное [42, с. 445]: «Брекчии сел. Ариадного несут обломки вмещающих граувакк и хромитовых верлитов. Основная масса их сложена ориентированными микролитами керсутита и ильменита, включающими крупные фено(ксено)кристы оливина с хромитом (до 1 см), магнетита и шпинели (до 1,5 см), реже клинопироксена и порфиروبласты керсутита (до 5 см) и биотита (до 3 см)». Формирование этого тела «... сопровождалось многократными метасоматическими преобразованиями — амфиболизацией, биотитизацией, серпентинизацией, оталькованием и хлоритизацией, завершившимися интенсивной карбонатизацией».

Меймечиты, по данным того же автора, состоят из отчетливо ориентированных фенокристаллов оливина (70—95 % объема породы), погруженных в основную массу из микролитов титан-авгита, ильменита и незначительных количеств серпентинизированного стекла. Кроме оливина отмечается присутствие единичных крупных зерен непрозрачной хромшпинели и титан-авгита. В некоторых телах титан-авгит замещается бурой роговой обманкой. Пикриты представляют собой крупнопористый спутноволокнистый агрегат титан-авгита (до 98 %) с редкими участками ярко-зеленого хлорита (образовавшегося по вулканическому стеклу). Минералы как ультраосновных вулканических, так и интрузивных пород характеризуются отчетливой зональностью. Железистость оливина в меймечитах колеблется от 12 % Fe в ядре до 16—20 % Fe в краевой части зерен. Титан-авгит характеризуется повышенным содержанием Ca, Al, Fe³⁺; краевые части зерен обогащены Ti, Mn, Al, Fe, Na. В роговой обманке и биотите наблюдается высокое содержание алюминия в тетраэдрической координации, что наряду с повышенным содержанием титана свидетельствует о высокотемпературном характере этих минералов.

С. А. Щека отмечает также высокое содержание хрома и титана в шпинелях и магнетитах. Из акцессорных минералов в меймечитах присутствуют пирротин, ильменит, халькопирит и пентландит. В протолочных пробах из брекчий определены корунд, циркон, гранат (плохой сохранности), апатит, рутил, дистен. По химическому составу породы, описываемые на Сихотэ-Алине как меймечиты и пикриты, относятся к семейству пикритов (см. табл. 18). Среди них выделяются разновидности с $MgO > 18\%$ — собственно пикриты и группа переходных мафических пород, видимо, авгититов ($MgO = 14 \div 18\%$). Показательна высокая магнезиальность базальтов, ассоциирующих с ультраосновными вулканиками, несмотря на наличие отчетливого разрыва между их составами (см. табл. 18).

На вариационной диаграмме MgO — окислы (вес. %), представленной на рис. 29, выявляются основные петрохимические особенности пикритов Сихотэ-Алиня: низкое содержание SiO_2 , K_2O ,

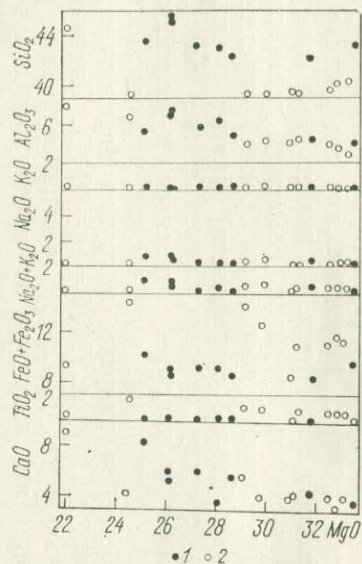


Рис. 29. Вариационная диаграмма MgO — окислы (вес. %) для пикритов ранних стадий развития геосинклинально-складчатых систем.

1—2 — пикриты: 1 — о. Кипр; 2 — хр. Сихотэ-Алинь (см. табл. 18 и 19).

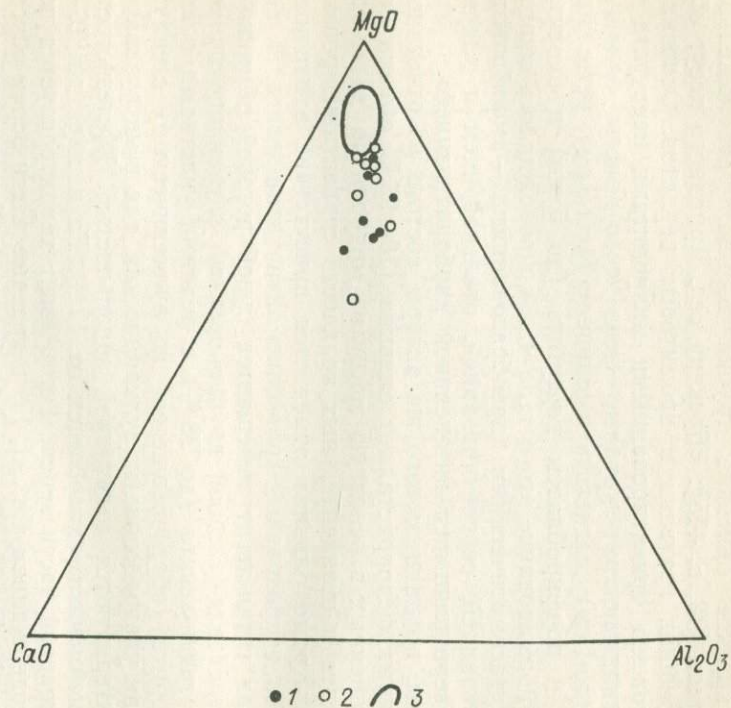


Рис. 30. Диаграмма Al_2O_3 —CaO—MgO (вес. %) для пикритов ранних стадий развития геосинклинально-складчатых систем.

1—2 — пикриты: 1 — о. Кипр, 2 — хр. Сихотэ-Алинь; 3 — поле модельных мантийных составов.

Na_2O при высоком содержании MgO , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ и повышенном содержании TiO_2 . На диаграмме АСМ (рис. 30) составы пикритов Сихотэ-Алиня группируются ниже поля модельных мантийных составов, характеризующихся примерно равным количеством CaO и Al_2O_3 (тренд от вершины MgO примерно соответствует медиане треугольника). Та же особенность отмечается на диаграмме А—S (рис. 31), где составы пикритов Сихотэ-Алиня располагаются в верхней части поля модельных мантийных составов или близко к нему, что свидетельствует о малой дифференцированности составов пикритов и об их относительном обогащении по сравнению с мантийными составами «лейкократовыми» компонентами.

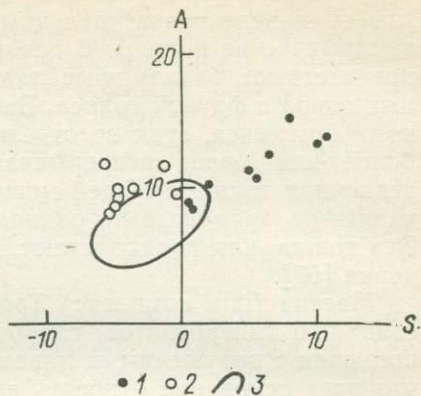


Рис. 31. Диаграмма А—S (вес. %) для пикритов ранних стадий развития геосинклиналильно-складчатых систем.

1—2 — пикриты: 1 — о. Кипр, 2 — хр. Сихотэ-Алинь; 3 — поле модельных мантийных составов.

Ультраосновные вулканические породы массива Тродос (о. Кипр)

Если ультраосновные вулканы Камчатки и Сихотэ-Алиня принадлежат к системе базальтовых окраинно-океанических поясов Тихого океана, то ультраосновные лавы комплекса Тродос на Кипре связаны со средиземноморскими офиолитовыми поясами [57]. Комплекс Тродос приурочен к восточносредиземноморской зоне разломов, располагается на границе между северным краем Африканского щита и Анатолийско-Таврийской складчатой системой, для которой характерно присутствие офиолитовых комплексов от юрского до позднемелового возраста. Предполагается, что наиболее древние мезозойские эвгеосинклиналильные отложения сосредоточены в южной части Анатолийско-Таврийской системы, в частности на юге о. Кипр. Пограничное положение Кипра обусловило широкое развитие здесь тектонических покровов [57]. Тродосский массив занимает центральную, наиболее высокую часть острова и образует основание толщи маастрихтско-неогеновых осадочных пород, окаймляющих его с севера, востока и юга (рис. 32). На севере острова, в хр. Кирения, развиты миоценовые флишоидные образования, залегание которых нарушено надвигами. В центральной части хр. Кирения выходят более древние, частично вулканогенные образования, находящиеся в аллохтонном залегании.

На юго-западе о. Кипр на комплекс Тродос надвинут триасово-раннемеловой комплекс Маммония, в основании которого

с блоками верхнетриасовых рифовых известняков ассоциируют глыбы серпентинитов, щелочных базальтов и габбро, а также метаморфические породы. В основании комплекса Маммония иногда присутствуют базальтовые лавы, содержащие включения осадочных пород с фауной триаса. Выше этой базальной части аллохтонного комплекса, судя по отдельным крупным пластинам, залегает более или менее непрерывная верхнетриасовая—нижнемеловая осадочная толща с общей мощностью 200—250 м, сложенная песчаниками, аргиллитами, радиоляритами, кремнистыми породами. Эта толща, как предполагают, накопилась в глубоководной обстановке [57].

Массив (или комплекс) Тродос представляет собой тесную ассоциацию гипербазитов, габброидов, плагиогранитов и расслоенных даек с подушечными лавами базальтов и морскими осадками, что дает основание относить его к типичным офиолитам. Однако происхождение его является дискуссионным. Высказывается предположение о том, что массив Тродос представляет собой блок коры и мантии древнего срединно-океанического хребта [79]. С другой стороны, имеется точка зрения о связи образования комплекса Тродос с магматизмом островной дуги. И наконец, на основании геохимических особенностей базальтов этого комплекса его происхождение связывается с центром спрединга внутри небольшого окраинно-океанического бассейна. Не имея возможности

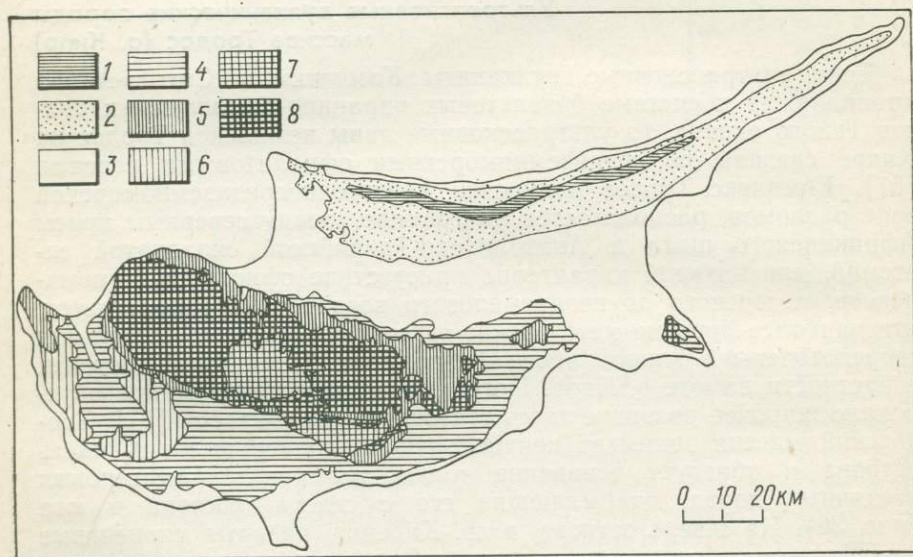


Рис. 32. Положение комплекса Тродос в структуре о. Кипр, по М. Р. Клейнто и др. [57].

1 — мезозойские породы хр. Кирения; 2 — миоценовый флиш хр. Кирения; 3 — плиоценовые и четвертичные рыхлые осадочные породы; 4 — верхнемаастрихтские—миоценовые осадочные породы; 5—7 — комплекс Тродос: 5 — подушечные лавы, 6 — интрузивные породы, 7 — гипабиссальные интрузивные породы; 8 — комплекс Маммония.

подробно остановиться на аргументах, приводимых в обоснование каждой из указанных гипотез, отметим, что устанавливается определенное сходство между офиолитовыми поясами Средиземного моря и окраинно-океаническими базальтовыми поясами Тихого океана. Это сходство проявляется как в тектоническом («окраинном») положении указанных поясов, так и в первую очередь в составе магматических пород.

В строении комплекса Тродос обычно выделяют три части (сверху вниз): подушечные лавы, серия чередующихся («расслоенных») даек и плутоническое «ядро» [79]. В свою очередь толща подушечных лав подразделяется на две пачки: нижнюю и верхнюю. В последнее время выяснено, что верхняя пачка непосредственно перекрывается вулканогенно-осадочной свитой Канавью (мощность около 750 м). Возраст этой свиты раннекампанский — среднемаастрихтский. На основании соотношения с аллохтонными и автохтонными осадочными образованиями, редких находок фауны и радиологических датировок возраст комплекса Тродос предполагается меловым, во всяком случае домаастрихтским [57]. Таким образом, массив Тродос на Кипре, по-видимому, представляет собой фрагмент сильно осложненного надвигами геосинклинального пояса, развитие которого с триасового периода до позднемеловой эпохи включительно сопровождалось базитовым и гипербазитовым магматизмом.

Плутоническое ядро массива Тродос сложено гарцбургитами, хромитсодержащими дунитами, оливинowymi пироксенитами, габбро и альбитизированными плагиогранитами (гранофирами или трондьемитами), причем гипербазиты располагаются в центре массива, будучи окаймлены зоной габброидов, по краям которой располагаются выходы плагиогранитов. Плагиограниты образуют также обособления в габбро. Наблюдаются постепенные переходы как между гипербазитами и габброидами, так и между габброидами и плагиогранитами [79]. Плутонические породы массива Тродос со всех сторон окружены выходами даек, слагающих так называемый «расслоенный комплекс». Соотношения этого комплекса с плутоническими породами неясны: высказываются предположения как о постепенном переходе этих образований друг в друга [79], так и о том, что плутонические породы прорывают дайковый комплекс.

В последнее время получены данные о широком возрастном интервале внедрения даек — от 165 до 71 млн. лет [58], что еще более осложняет вопрос об их соотношении с плутоническим ядром массива. В указанной работе описаны 4 генерации даек: 1) наиболее древние дайки мощностью 0,5—0,8 м, сложенные диабазами; 2) долеритовые дайки мощностью 1,8—2,5 м; 3) дайки пикритов и лампрофиров мощностью 0,8—2,0 м и 4) мелкие диабазовые дайки (0,1—0,5 м), пересекающие все остальные. В собственном расслоенном комплексе количество даек составляет от 90 до 100 % общего объема пород, а в нижней пачке подушечных лав оно уменьшается до 50 %. Нижняя пачка подушечных лав

сложена преимущественно авгитовыми базальтами, наряду с которыми присутствуют также андезиты и дациты. В последнее время обнаружены также высокомагнезиальные базальты с содержанием MgO до 12 % [58]. Почти все породы характеризуются пониженным содержанием K₂O и Al₂O₃ [79]. Последнее обстоятельство противоречит предположению об «известково-щелочной» тенденции дифференциации этих пород.

Верхняя пачка подушечных лав представляет особый интерес, поскольку именно с ней связана главная часть ультраосновных вулканитов. Она залегает на нижней пачке с несогласием и отличается от последней более низкой степенью метаморфизма [79]. Ее мощность достигает 300 м. Большинство вулканитов представлено лавами с подушечной текстурой, причем каждая «подушка» обладает стекловатой корочкой. Массивные потоки встречаются реже, но их мощность достигает иногда 50 м. Ультраосновные лавы редко образуют самостоятельные потоки. Чаще пикриты связаны постепенными переходами с магнезиальными базальтами в пределах единых потоков, либо даже в пределах отдельных лавовых шаров и подушек. Приводимое ниже описание вулканитов основано главным образом на работе Д. Сэрла и Ф. Вокеса [91]. Базальты состоят из оливина, авгита и микролитов лабрадора в стекловатой основной массе. Вторичные минералы представлены анальцимом, кальцитом, кварцем и продуктами замещения оливина. Химический состав пород верхней пачки лав соответствует широкой гамме от пикритов до кварцсодержащих базальтов. Общей особенностью как мощных потоков, так и отдельных лавовых подушек является обогащение оливином их нижних частей и обеднение верхних, что приводит к соответствующему изменению химического состава пород, неоднократно повторяющемуся в разрезе пачки. Д. К. Сэрл и Ф. Вокес приводят следующий разрез верхней пачки подушечных лав [91, с. 518].

1. Андезиты и базальты нижней пачки подушечных лав.
 2. Маломощный и прерывистый слой коричневых железистых осадков (10—25 см).
 3. Лимбургитовые подушечные лавы, являющиеся базальными потоками верхней свиты подушечных лав (100 м).
 4. Вулканомиктовые гравелиты, песчаники, алевролиты со знаками ряби (10 м).
 5. Поток пикрито-базальтов с максимальной мощностью 25 м.
 6. Поток подушечных лав мощностью 15 м.
- Слоистые «подушки» пикрито-базальтов и лимбургитов кверху постепенно сменяются «подушками» оливиновых базальтов по мере уменьшения мощности слоев, сложенных пикрито-базальтами.
7. Подушечные оливиновые базальты (60 м).

Пикриты и пикрито-базальты образуют в верхней пачке подушечных лав самостоятельные потоки с маломощными зонами, обедненными оливином в верхней части потоков, а также входят в состав сложнодифференцированных потоков подушечных лав. В последнем случае подушки, сложенные пикрито-базальтами, приурочены к нижней части потоков. Они, как правило, имеют слоистое строение. Кристаллы оливина концентрируются в ниж-

ней части подушек, составляя здесь 40—58 % объема породы и достигая максимальных размеров. Вследствие этого по составу нижние части таких подушек соответствуют пикритам, тогда как верхние приближаются к магнезиальным базальтам.

Макроскопически все эти лавы представляют собой порфировые породы, в которых кристаллы желто-зеленого оливина заключены в черную афанитовую основную массу. Фенокристаллы оливина колеблются по размеру от 1 до 30—40 мм. Встречаются также редкие кристаллы диопсида до 10 мм в диаметре. Основная масса состоит из светло-коричневого стекла и мелких кристаллов пироксена, рассеянных зерен хромита и вторичного кальцита. Серпентин развивается по оливину и встречается в миндалинах. Характерной особенностью пироксена (авгит, $2V_{Ng}=48^\circ$) является образование дендритовых (спинифексовых) кристаллов.

Содержание фаялита в оливине колеблется от 8 до 10 %, содержание CaO составляет 0,19—0,43 вес. %.

Вследствие указанных выше причин (неравномерного распределения оливина в потоках и отдельных подушках) химический состав пород подвержен существенным колебаниям, что иллюстрируется табл. 19 (анализы 1—9). Д. Сэрлом и Ф. Вокесом вычислен средний состав лав двух подушек (табл. 19, анализы 10—11). Этот состав соответствует пикрито-базальтам. Однако наряду с этим отдельные потоки лав характеризуются высоким общим содержанием MgO и низким SiO₂. Эти породы относятся к пикритам (табл. 19, анализы 12—16). Ассоциирующие с пикритами и пикрито-базальтами базальты характеризуются несколько повышенным содержанием щелочей, в том числе K₂O, вследствие чего на диаграмме SiO₂—(Na₂O+K₂O) они располагаются в поле щелочных базальтов Гавайских островов [79].

Особенности химического состава пикритов Кипра иллюстрируются диаграммой MgO—окислы (вес. %) (см. рис. 29). Пикриты содержат более 42 вес. % SiO₂ и характеризуются широким диапазоном вариаций MgO (от 25 до 34 вес. %). Они отличаются от пикритов Сихотэ-Алиня более высоким содержанием кремнезема и более низким TiO₂ и FeO+Fe₂O₃.

На диаграмме АСМ (см. рис. 30) пикриты Кипра располагаются вместе с пикритами Сихотэ-Алиня у поля модельных мантийных составов, отличаясь от последних меньшим содержанием MgO; однако на диаграмме А—S (см. рис. 31) отчетливо видно, что пикриты Кипра значительно отличаются от модельных мантийных составов, являясь более «продвинутыми» в сторону базальтов породами.

По вопросу о происхождении ультраосновных — основных лав комплекса Тродос существуют две точки зрения. И. Д. Гэсс [65] предположил, что оливин в ультраосновных лавах представлен ксенокристаллами, захваченными базальтовым расплавом из глубин мантии. С другой стороны, Д. Сэрл и Ф. Вокес [91] высказали предположение, что кристаллизация оливина происходила после извержения расплава, который, следовательно, имел пер-

Химический состав основных и ультраосновных лав Кипра (вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	50,25	42,84	45,84	47,50	42,00	37,44	48,40	42,84	37,79	47,39	45,06	43,00	43,20	45,70	42,32	43,01	43,46
TiO ₂	0,30	0,27	0,20	0,46	0,30	0,22	0,42	0,37	0,37	0,28	0,31	0,18	0,23	0,13	0,10	0,26	0,22
Al ₂ O ₃	11,74	6,04	7,67	14,20	7,85	4,85	10,93	8,10	10,65	9,32	7,98	4,64	5,92	6,95	5,20	6,54	5,87
Fe ₂ O ₃	1,75	3,62	1,60	4,66	4,57	3,99	3,19	2,73	4,02	2,36	4,72	2,42	9,22	9,10	8,64	9,11	8,96
FeO	6,18	6,68	6,68	3,17	3,16	4,29	4,85	5,18	3,29	6,44	4,42	6,47					
MnO	0,15	0,12	0,14	0,10	0,15	0,15	0,17	0,14	0,22	0,14	0,15	0,15	0,10	0,10	0,15	0,14	0,14
MgO	14,85	30,68	26,68	12,03	18,80	21,55	19,43	27,20	8,58	21,79	21,74	33,45	27,20	26,15	28,54	28,02	28,29
CaO	10,93	5,58	6,75	7,86	9,90	13,90	6,80	4,71	20,16	8,63	8,29	3,99	6,29	6,18	5,75	3,72	5,58
Na ₂ O	0,74	0,36	0,50	1,05	0,65	0,73	0,97	0,59	1,55	0,58	0,88	0,25	0,19	0,53	0,00	0,36	0,42
K ₂ O	0,19	0,13	0,16	0,76	0,21	0,15	0,12	0,11	0,25	0,12	0,31	0,05	0,04	0,05	0,06	0,06	0,08
P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,06	0,04	0,12	0,29	0,10	0,06	0,32	0,02	0,25						Не обн.
H ₂ O ⁺	2,25	2,87	2,97	5,20	6,00	4,48	1,99	6,22	2,09			3,83	7,35	4,40	8,63	9,30	
H ₂ O ⁻	0,36	0,53	0,42	3,03	2,92	1,16	2,28	1,17	1,30			1,22					
CO ₂	0,12	0,48	0,44	0,10	3,45	7,10	0,20	0,57	9,64								
С у м м а	99,84	100,25	100,12	100,16	100,08	100,30	99,85	99,99	100,23			100,16					

Примечание. 1—3 — подушечная лава из района Калавасос: 1 — 40 см выше основания подушки, 2 — 20 см выше основания, 3 — 5 см выше основания подушки; 4—6 — подушечная лава из района Политико: 4 — верхние 25 см подушки, 5 — центральные 15 см подушки, 6 — основание подушки; 7—9 — поток из района р. Педиэос: 7 — верхняя часть слоя пикрито-базальтов в 180 см выше основания потока, 8 — нижняя часть слоя пикрито-базальтов в 90 см выше основания потока, 9 — закаленная контактовая часть потока; 10 — вычисленный средний состав подушки из потока, район Калавасос; 11 — вычисленный средний состав подушки из потока, район Политико; 12 — ультраосновная лава из района Марги; 13 — дайка пикрита, район Деликино; 14 — пикритовая подушка из основания потока, район Калавасос; 15—16 — массивный пикритовый поток, район Калавасос и Педиэос; 17 — средний состав пикрита комплекса Тродос. Используются данные [58, 65, 91].

вично-ультраосновной состав. По мнению указанных авторов, это подтверждается, в частности, отсутствием нодулей, сложенных глубинными оливиновыми породами.

Ультраосновные вулканиты о. Ньюфаундленд

Ультраосновные вулканиты (перидотитовые и пироксенитовые коматиты, по определению Х. Упадхайа) известны в районе Беттс-Ков на о. Ньюфаундленд в Северной Америке [95]. Район Беттс-Ков, расположенный на востоке п-ова Барлингтон, подстилается нижнеордовикскими породами, которые образуют пояс, вытянутый более чем на 15 км с северо-востока на юго-запад. Эти породы представляют собой типичный офиолитовый комплекс, в котором выделяются снизу вверх гипербазиты, габбро, расслоенные дайки, подушечные лавы и вулканогенно-осадочные породы. Последние в свою очередь перекрыты толщей, состоящей из подушечных лав и осадочных пород. Таким образом, офиолитовый комплекс Беттс-Ков имеет большое сходство с комплексом Тродос на о. Кипр, что подчеркивается и сходным характером ассоциирующей с обоими комплексами медно-сульфидной минерализации.

Пикриты образуют в комплексе Беттс-Ков потоки шаровых лав и маломощные дайки с закаленными краевыми частями [95]. Они ассоциируют с телами полнокристаллических гипербазитов, габбро и дайками диабазов, клинопироксенитов и перидотитов, которые выполняют подводящие каналы эффузий. По составу пикриты широко варьируют. Наиболее магнезиальные из них содержат вкрапленники частично серпентинизированного, иногда зонального оливина размером до 1 см, обладающего в ряде случаев скелетными формами, и мелкие зерна хромшпинелидов, которые располагаются в основной массе, состоящей из зерен клинопироксена и в различной степени преобразованного вулканического стекла. Кристаллы клинопироксена часто характеризуются удлинненными, игольчатыми формами и обычно отличаются скелетным строением. В отдельных разновидностях пикритов отмечены миндалекаменные текстуры.

Химизм пикритов региона охарактеризован четырьмя и тремя анализами, относящимися соответственно к более магнезиальным («перидотитовым коматитам») и менее магнезиальным («пироксенитовым коматитам») разновидностям [95]. Их отличают «базальтовые» содержания SiO_2 , что, возможно, является следствием процессов метасоматоза. Содержание MgO в породах изменяется в пределах 21—26 % в более магнезиальных разновидностях и 18—19 % в менее магнезиальных. Характерны чрезвычайно низкое содержание в породах TiO_2 (преимущественно до 0,1 %), содержание K_2O от 0,02 до 0,40 % в магнезиальных пикритах и от 0,16 до 0,77 % в менее магнезиальных их разновидностях. В породах содержится 7—9 % CaO и 7—11 % Al_2O_3 .

В ряде регионов вулканический генезис части интенсивно серпентинизированных гипербазитов в эвгеосинклинальных офиолитовых комплексах весьма проблематичен. Вместе с тем пластовая, линзообразная форма подобных серпентинитовых тел, большая их протяженность при незначительной мощности, согласное залегание с вмещающими вулканическими и осадочными породами, а также отсутствие в последних контактовых преобразований явились основанием наряду с некоторыми структурно-текстурными и петрохимическими особенностями этих пород для предположения об их вулканическом происхождении. Так, Е. Бейли, В. Маккалиен и Е. Кюндиг в 1956 г. высказали мнение о том, что серпентинитовые тела мезозойского возраста в Турции, входящие в состав «штейнмановской офиолитовой триады», являются ультраосновными лавами. Аналогичные предположения относительно пластовых интенсивно преобразованных гипербазитов Восточного Египта были сформулированы и А. Ритманом [1964 г.]. На основании геологических и петрохимических данных к выводу об эффузивной природе некоторых пластовых серпентинитовых тел палеозойской геосинклинали Японии пришел и А. Миаширо [1966 г.]. Подобные примеры можно приумножить, но, как правило, в них отсутствует однозначное определение вулканического генезиса соответствующих серпентинитовых тел.

Подводя итог рассмотрению раннегеосинклинальных пикритов, можно отметить, что они входят в состав двух главных типов магматических ассоциаций — «вулканической» и «офиолитовой». Среди пород ассоциации первого типа, примером которой может служить валагинская серия Камчатки, преобладают вулканические и вулканогенно-осадочные породы, представленные главным образом базальтами. Связанные с ними интрузивные породы образуют небольшие массивы базитов и гипербазитов различной щелочности. Офиолитовая ассоциация — закономерная последовательность магматических и осадочных пород, в которой значительную часть составляют полнокристаллические гипербазиты. В составе обеих ассоциаций присутствуют как собственно вулканические породы ультраосновного состава — лавы, гиадокластиты, брекчии, так и дайки и силлы пикритов. Они характеризуются близким минеральным и химическим составом. Вкрапленники оливина заключены в них в стекловатую основную массу, содержащую мелкие кристаллы пироксена и зерна хромшпинелидов. Плагноклаз, как правило, отсутствует; в разновидностях повышенной щелочности отмечаются амфибол и флогопит (биотит).

При сравнении составов геосинклинальных пикритов Кипра, Сихотэ-Алиня и Камчатки с помощью диаграммы АСМ (см. рис. 25 и 30) устанавливается, что они обладают рядом общих особенностей, к числу которых относятся близость к полю модельных мантийных составов и сходная направленность трендов, близких к медиане, проведенной от вершины MgO к стороне $CaO-A_2O_3$, но несколько отклоняющихся в сторону вершины CaO .

На диаграмме А—S (см. рис. 26 и 31) лишь составы пикритов Камчатки образуют тренд от поля модельных мантийных составов до базальтов, тогда как составы пикритов Кипра и Сихотэ-Алиния образуют значительно более «короткие» тренды. С чем связана эта особенность — неясно. Возможно, что определенную роль играет различная изученность соответствующих комплексов, их «недоисследованность» в Сихотэ-Алине и на Кипре по сравнению с Камчаткой.

Ультраосновные вулканы поздних стадий развития геосинклинально-складчатых областей

Пикритовый магматизм в геосинклинально-складчатых областях проявляется и на поздних стадиях их развития, что, как предполагают, связано с увеличением «жесткости» этих областей и возникновением глубинных разломов как в их пределах, так и в краевых частях смежных структур. Последние нередко представляют собой блоки гранитно-метаморфического фундамента. Сказанное делает понятным затруднения, возникающие при попытках определить место этих поздних пикритосодержащих магматических комплексов в схемах тектоно-магматического развития подвижных областей. Тем не менее пикриты указанного типа образуют достаточно четкую группу пород, отличающуюся многими специфическими чертами от раннегеосинклинальных ультраосновных вулканитов. В настоящее время они выявлены во многих районах мира: в СССР — на Урале, в Казахстане, в Средней Азии, на Кавказе и в Крыму и ряде других районов; за рубежом — в ГДР, Шотландии, Новом Южном Уэльсе. Одно из наиболее хорошо изученных проявлений пикритов находится в Чехословакии.

Пикриты на Урале изучались давно и им посвящена серия работ. Одна из последних сводок принадлежит Л. И. Лукьяновой [1978 г.], согласно которой эти породы входят в состав нескольких магматических комплексов, связанных с развитием герцинской геосинклинальной системы. Последняя заложилась на жестких структурах докембрия. Пикриты распространены в западной (миогеосинклинальной) зоне геосинклинальной системы в приполярной, северной и средней частях Урала.

На Приполярном Урале возраст пикритов кембрийский и они приурочены к границам различных блоков фундамента или встречаются внутри блоков, характеризующихся большей «жесткостью». Отмечаются два типа соотношения пикритов с другими магматическими образованиями Приполярного Урала. С одной стороны, пикриты слагают дайки, прорывающие силлообразные интрузии субшелочных габброидов, а с другой — участвуют в строении этих интрузий, образуя их приконтактные зоны. Дайки имеют мощность 10—12 м при протяженности 400—600 м. В центральных частях даек находятся полнокристаллические мелкозернистые разновидности пикритов, в эндоконтактных частях структура пикритов порфириовидная. Характерно обособление крупных кристаллов

оливина, между которыми располагается более мелкокристаллическая масса, состоящая из пироксена (диопсид-авгита) и рудных минералов, редко плагиоклаза (битовнита). Для пикритов, приуроченных к эндоконтактовым зонам габброидных интрузий, характерна более четко выраженная порфировая структура.

На Северном Урале, по данным Л. И. Лукьяновой, пикриты обособляются в самостоятельный магматический комплекс (антипинский). Пикриты слагают дайки и пластовые тела мощностью 10—30 м. Они располагаются в зоне протяженного субмеридионального разлома, пересекающего складчатые позднебайкальские образования Урала, которые содержат блоки кристаллического фундамента. Пикриты прорывают осадочные породы верхнего протерозоя и ордовика; их внедрение произошло на заключительных стадиях позднебайкальского тектоно-магматического цикла.

Свежие пикриты представляют собой порфировые породы, содержащие 40—60 % вкрапленников оливина. По направлению от центральной части к контактам интрузивных тел к оливину вначале присоединяются вкрапленники пироксена, а затем (в зоне эндоконтактов) керсутита. В хлоритизированном аповитрофировом базисе пикритов изредка присутствуют лейсты плагиоклаза (анортита).

На Среднем Урале пикриты тесно ассоциируют с вулканическими и гипабиссальными породами трахибазальтовой и авгитит-трахибазальт-трахитовой формации, что сближает их с рассмот-

Оксиды	Урал						Казахстан (4)	Южный Тянь-Шань (9)	
	Приполярный (10)		Средний (17)		Северный (14)			\bar{x}	s
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s			
SiO ₂	39,13	0,60	39,93	1,54	39,67	1,92	39,48	39,19	1,42
TiO ₂	0,60	0,23	1,49	1,17	0,87	0,24	0,81	1,06	0,48
Al ₂ O ₃	7,34	0,63	6,44	2,47	6,18	1,86	5,57	5,49	1,34
Fe ₂ O ₃	5,02	2,00	6,26	2,07	5,94	1,87	5,67	1,91	1,44
FeO	6,15	1,44	7,91	1,89	8,10	2,20	7,55	13,28	1,99
MnO	0,19	0,08	0,11	0,08	0,11	0,09	0,23	0,26	0,11
MgO	27,24	0,65	23,22	2,47	25,55	2,08	28,31	26,85	4,11
CaO	4,16	0,53	4,59	1,47	3,37	1,00	3,91	4,37	0,82
Na ₂ O	0,15	0,04	0,40	0,26	0,29	0,25	0,34	0,34	0,37
K ₂ O	0,13	0,08	0,33	0,39	0,10	0,07	0,21	0,19	0,27

Примечание. Использованы данные по: Уралу — коллекция Л. И. Лукьяновой; Камыру [30]; Кавказу [26, 33]; Крыму [1]; Сихотэ-Алиню [6]; Баррандиену (Чехословакия)

ренными выше раннегеосинклинальными пикритами. Пикриты распространены среди структур кристаллического фундамента Русской платформы, перекрытого протерозойскими образованиями, к западу от области позднебайкальских образований Урала. Их возраст считается кембрийским. Главными породообразующими минералами пикритов являются оливин (свыше 50 % объема породы), а также моноклинный пироксен (10—25 %). Кроме того, присутствуют керсутит (до 15 %), флогопит. Весьма характерны разновидности пикритов, содержащие плагиоклаз. Структура пород порфириовидная в сочетании с пойкилитовой. В дайке пикритов на р. Куся встречаются ксенолиты плагиоверлитов.

Пикриты Северного и Среднего Урала представляют собой обособленную петрохимическую группу с содержанием 34,59—45,03 вес. % SiO_2 (модальное значение 39 вес. %) и 16,22—28,80 вес. % MgO (модальное значение 27 вес. %) (табл. 20). Встречаются разновидности с повышенным содержанием K_2O (до 4,2 %), что позволяет выделять на Среднем Урале субщелочные разновидности пикритов. Пикриты Среднего Урала отличаются также повышенными содержаниями титана и ряда малых элементов (Rb, Ba, Zr, V, Mn, Li, Cs).

В последние годы пикриты от раннерифейского до палеозойского возраста были установлены на западном склоне Южного Урала, в Башкирском мегантиклинории. Так же как и в более северных районах Урала, для них показательна тесная ассоциация

Таблица 20

Средние составы пикритов пикрит-диабазовых комплексов (вес. %)

Памир (17)		Кавказ (6)		Крым (1)	Сихотэ-Алинь (1)	Чехословакия, р-н Баррандиен (7)	
\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	s
40,38	0,99	40,06	1,86	41,73	44,78	38,09	1,59
0,16	0,07	1,00	0,63	0,52	0,53	1,36	0,23
2,53	0,33	8,25	3,00	7,32	7,86	8,38	1,48
3,57	1,22	3,59	0,49	2,90	3,56	6,55	1,71
3,59	1,10	9,13	1,22	8,54	5,87	7,41	0,90
0,11	0,05	0,19	0,03	0,08	0,20	0,17	0,01
36,08	1,83	25,48	4,00	27,33	21,97	16,27	7,19
1,14	0,82	3,26	1,84	2,59	9,31	3,91	0,75
0,20	0,16	0,39	0,55	0,10	0,29	1,04	0,45
0,10	0,10	0,09	0,13	0,10	0,20	0,13	0,04

захстану [28]; Южному Тянь-Шаню — коллекция Н. П. Михайлова, Ю. Л. Семенова; Памир [63]. В скобках приведено количество анализов.

с диабазами. В ряде случаев пикриты слагают самостоятельные залежи и дайки, в других входят в состав дифференцированных от пикритов до диабазов тел. Для всех разновозрастных комплексов пикритов характерна высокая железистость. Содержания Cr, Ni и Co в них выше, чем в основных породах, но ниже, чем в ультраосновных. Концентрации V и Sc близки к кларкам основных пород. Эти особенности позволяют предполагать связь пикритов с базальтовой магмой.

В Казахстане пикриты впервые были описаны Н. П. Михайловым и Ю. Л. Семеновым [28]. Согласно данным этих исследователей, пикриты в западной части Центрального Казахстана приурочены к жесткой раме Тургайского прогиба и внедрялись на конечных этапах развития герцинской геосинклинали (конец перми — начало триаса), т. е. во время консолидации подвижного пояса и возникновения связанных с этим процессом глубинных расколов земной коры. Установлено не менее 60 мелких тел пикритов, пикрито-диабазов и диабазов, обычно залегающих согласно с метаморфическими толщами. Наиболее крупные тела (силлы и линзовидные залежи) достигают 500—600 м при мощности 10—12 м.

Обычно каждое тело сложено каким-либо одним типом породы; иногда наблюдаются сложные тела, состоящие из пикритов и диабазов. Структура пикритов порфириовидная. Вкрапленники представлены оливином-хризолитом (65—75 % объема породы) размером 0,5—0,6 мм. Основная масса сложена ромбическим и моноклинным пироксенами, бурой роговой обманкой, биотитом. Отмечается существенное количество сосюритизированного плагиоклаза. Для пикритов характерны высокая магнезиальность (до 28,50 вес. % MgO), низкое содержание щелочей, особенно K₂O (0,24—0,26 %) при умеренной титанистости и глиноземистости (табл. 20). Близкими характеристиками к описанным выше обладают пикриты Северного Казахстана, по данным Н. Я. Яценко [1967 г.]. Здесь среди рифейских базальтов, яшм и песчаников залегают небольшие тела пикритов и диабазов, сформировавшиеся, как предполагают, в условиях, близких к платформенным. Размер тел не превышает нескольких десятков метров (20×75 м). Среди ультраосновных пород выделяются полнокристаллические порфириовидные разновидности («пикриты») и породы, первично содержавшие вулканическое стекло, ныне замещенное хлоритом («меймечиты»). Пикриты содержат вкрапленники магнезиального оливина (63—64 %). Основная масса в них сложена моноклинным пироксеном и плагиноклазом. Среди аксессуарных минералов отмечается присутствие хромита. «Меймечиты» содержат несколько меньше оливина во вкрапленниках (44—45 %). Основная масса состоит в них из клинопироксена, магнетита и хлорита, образовавшегося по вулканическому стеклу. Для «меймечитов» характерно пониженное (20,47 вес. %) по сравнению с пикритами (28,46 вес. %) содержание MgO (см. табл. 20).

В самое последнее время пикриты обнаружены в Зайсанской складчатой системе [11]. Здесь они приурочены к вулканогенно-осадочному прогибу, наложенному на структуры Чарского офиолитового пояса. Пикриты занимают место между существенно базальтоидным орогенным магматизмом среднего—позднего карбона и существенно гранитоидным магматизмом позднего карбона—ранней перми. Пикриты слагают силлы и линейные дайки. Они обладают порфировой структурой и содержат во вкрапленниках оливин (40—50 % объема породы). Основная масса сложена плагиоклазом, оливином, титан-авгитом, титанистой роговой обманкой, флогопитом, рудным минералом и стеклом, показатель преломления которого $N=1,663$. Особенностью петрохимического состава пикритов является высокое содержание Al_2O_3 (7,90—10,80 вес. %). Пикриты Зайсанской складчатой области связаны переходами с пикрит-диабазами, в которых содержится существенно больше плагиоклаза.

В Тянь-Шане пикриты наиболее детально охарактеризованы В. В. Барановым и др. [4] в Северо-Нуратинских и Карачатырских горах, где они широко распространены среди раннегеосинклинальных вулканогенных образований раннекаменноугольного возраста и слагают линзовидные тела, дайки, небольшие штоки, а по данным А. А. Кустарниковой [4], и горизонты лавобрекчий. Пикриты образуют автономные тела мощностью 5—30 м и характеризуются четкими контактами с вмещающими их шаровыми лавами и вулканическими брекчиями щелочных базальтов, диабазов и вариолитов чимкурганской свиты, а также субвулканическими телами базальтоидов. Вулканические образования, включающие пикриты, трассируют зону глубинного Северо-Нуратинского разлома. Тесная пространственная ассоциация пикритов с вулканиками основного состава и некоторые особенности определили выделение пикритов в асмансайский диабаз-пикритовый комплекс.

Пикриты асмансайского комплекса характеризуются порфировыми, порфиroidными структурами и миндалекаменными текстурами. Вкрапленники представлены кристаллами оливина (до 1—2 см), к которым иногда присоединяются мелкие (1—2 мм) зерна клинопироксена. Основная масса пикритов мелкозернистая, полнокристаллическая, микролитовая, в единичных случаях витрофирная. Количество основной массы существенно варьирует, составляя до 50 % объема отдельных разновидностей пикритов. Обычными минералами основной массы являются клинопироксен и хлорит, в незначительном количестве присутствует плагиоклаз. Клинопироксен является главным компонентом основной массы. Он образует, как правило, удлиненные, скелетные, перистые и дендритовидные кристаллы. Наиболее раскристаллизованные разновидности пикритов (плагиоклазовые пикриты) отличаются порфиroidной структурой и полнокристаллическим строением. Идиоморфные кристаллы оливина этого типа пикритов цементируются зернами клинопироксена. Плагиоклаз присутствует

в незначительном количестве (2—3 %) в виде мелких лейт, обычно полностью хлоритизированных и сосюритизированных. В незначительном количестве иногда также присутствуют мелкие зерна амфибола и биотита.

Акцессорные минералы пикритов — хром-пикотит, магнетит, ильменит, апатит и сульфиды. Важной особенностью химического состава пикритов асмансайского комплекса является их однородность, несмотря на значительные вариации количественно-минерального состава пород. По мнению В. В. Баранова и др. [4], подобные свойства пикритов свидетельствуют о слабой их дифференцированности, что совершенно справедливо, но противоречит представлениям названных исследователей об исходно основном составе родоначальной магмы.

По-видимому, к рассматриваемой группе могут быть отнесены и пикриты Южного Тянь-Шаня, охарактеризованные Н. П. Михайловым и Ю. Л. Семеновым [29]. Эти исследователи подчеркивают приуроченность пикритов к протяженному (более 1000 км) офиолитовому поясу. Пикриты ассоциируют с габбро и диабазами и либо располагаются среди эффузивов спилит-диабазовой формации девонского возраста, либо в виде даек и силлов залегают в более низких (силурийских) частях разреза геосинклинальных образований, представленных песчано-сланцевыми породами.

В связи с такой «двойственностью» геологической позиции пикрит-габбро-диабазовых комплексов лишь второй из них (силурийский) рассматривается Н. П. Михайловым и Ю. Л. Семеновым в качестве самостоятельного комплекса малых интрузий, тогда как первый, ассоциирующий с девонскими спилитами и диабазами, считается гипабиссальной фацией сложного эффузивно-интрузивного комплекса. Однако отсутствие пикритов среди вулканических пород не позволяет безоговорочно согласиться с этим предположением.

Н. П. Михайлов и Ю. Л. Семенов привели описание одного из типичных представителей пикрит-габбро-диабазовых комплексов Южного Тянь-Шаня — Надирского силла. Это тело, протяженностью до 5 км, имеет мощность от 500 м в центральной части и до 100—200 м на флангах. Нижняя часть силла мощностью 100—300 м сложена чередующимися пикритами и апопикритовыми серпентинитами. Верхняя его часть сложена меланократовыми оливиновыми и лейкократовыми габбро-диабазами. В зоне перехода шириной 0,3—1,2 м пикриты постепенно через пикрит-диабазы сменяются габбро-диабазами.

Наряду с подобными дифференцированными силлами встречаются значительно более распространенные маломощные (3—15 м) силлы, сложенные только пикритами или только габбро-диабазами, обогащенными оливином в подошвенной части. Кроме того, отмечается присутствие мелких штоков и трубок пикритов [И. Х. Хамрабаев, 1972 г.]. Пикриты обладают порфиroidной

структурой. Во вкрапленниках преобладает оливин-хризолит, вместе с которым встречаются более мелкие кристаллы клинопироксена, роговой обманки и листочки бурой слюды. Тонкозернистая основная масса пикритов сложена биотитом, сосюритизированным плагиоклазом, титаномagnetитом и хлоритом. Пикриты Южного Тянь-Шаня относятся к низкощелочному типу и характеризуются обычными для этих пород содержаниями породообразующих окислов. Некоторые разновидности пикритов отличаются повышенным (до 2 вес. %) содержанием TiO_2 (см. табл. 20).

Ультраосновные породы предположительно вулканического происхождения выявлены на Северном Памире [30], где они слагают пластовые тела среди рифейских средних и основных эффузивов повышенной щелочности, извержение которых связывается с ранней активизацией добайкальской протоплатформы. Мощность этих тел до 600 м в центральных частях и до 130 м на их периферии. Породы интенсивно измененные, порфириовидные. Во вкрапленниках присутствует серпентинизированный оливин, клинопироксен (частично, видимо, титан-авгит). Основная масса серпентинизирована. По химическому составу породы отличаются повышенной магnezиальностью ($MgO = 36,25$ вес. %) и пониженной глиноземистостью ($Al_2O_3 = 2,57$ вес. %).

Пикрит-диабазовый магматизм проявился также в более молодых геосинклинально-складчатых системах. Так, на Сихотэ-Алине, где извержения пикритов происходили в связи с геосинклинальным вулканизмом конца триасового — начала юрского периодов [42], интрузивные тела пикритов и пикрит-диабазов в ассоциации с базальтами и одинитами присутствуют также среди смятых в линейные складки готерив-альбских отложений Главного Сихотэ-Алинского синклизория [6].

Их внедрение связывается с начальной стадией позднемереловой активизации тектоно-магматических процессов. Дайки и sillы приурочены к зоне Бачелазского глубинного разлома. Их протяженность варьирует от 1250 до 1750 м, иногда достигая 2500 м при мощности от 5 до 20 м. Предполагается, что первыми внедрялись ультраосновные породы, затем базальты и последними одиниты, хотя непосредственные соотношения ультраосновных пород и базальтов нигде не наблюдались.

В некоторых дайках пикриты и пикрит-диабазы присутствуют совместно. Пикриты Сихотэ-Алиния интенсивно изменены. Они обладают порфириовой структурой и содержат во вкрапленниках моноклинный пироксен (авгит), псевдоморфозы талька и тремолита по оливину (67 % объема породы), а также полностью замещенный тремолитом и хлоритом ортопироксен. Основная масса породы также подверглась интенсивному разложению. Пикрит-диабазы отличаются от пикритов главным образом присутствием плагиоклаза в основной массе и более редко во вкрапленниках. И. З. Бурьянова [6] обнаружила среди акцессорных минералов в пикрит-диабазе наряду с апатитом и титаномagnetитом также гранат, в том числе пироп.

Петрохимические особенности пикритов заключаются в умеренном содержании MgO (до 22 %) и низком содержании щелочей. В пикрит-диабазовых породах резко возрастает количество Al_2O_3 (10—12 % по сравнению с 8 % в пикритах) и почти вдвое (12—15 %) уменьшается количество MgO (см. табл. 20).

В пределах геосинклиналей Кавказа и Крыма диабаз-пикритовый магматизм относится главным образом к юрскому периоду и связан с консолидацией альпийского подвижного пояса и возрастанием его жесткости [26]. На Малом Кавказе дайки диабазов и пикритов пересекают средне-позднеюрские вулканогенные толщи, в центральной части Кавказа они залегают среди толщи аспидных сланцев лейаса [33]. В Крыму дайки пикритов и ассоциирующихся с ними кварцевых диабазов расположены в зоне поднятия, соседней с геосинклинальным прогибом, выполненным среднеюрскими осадочными образованиями. Их внедрение связывается с процессом тектоно-магматической активизации и возникновением глубинных разломов [1]. Характерны относительно небольшие размеры даек и силлов, редко достигающих в длину нескольких сотен метров. Пикриты указанных районов представлены порфириновидными породами с крупными (до 0,7 см) вкрапленниками оливина в мелкозернистой основной массе. Иногда (в крымских пикритах) к оливину присоединяется клинопироксен. В основной массе кроме серпентин-хлоритового мезостаза обычно присутствует моноклинный пироксен (авгит и диопсид-авгит), плагиоклаз, несколько реже — амфибол. Характерно повышенное содержание рудных минералов — магнетита, титан-магнетита, ильменита. Наиболее характерным акцессорным минералом является сфен. Как правило, пикриты представлены низкощелочными разновидностями (см. табл. 20).

Следует остановиться еще на одном проявлении пикрит-диабазового магматизма, а именно на пикритах района Баррандиен в Чехословакии. По возрасту это проявление относится к числу наиболее древних и занимает своеобразное тектоническое положение. Пикриты Баррандиена по керну скважин изучались Ф. Фиалой [63], который наметил также последовательность тектоно-магматической эволюции этого района. По мнению Ф. Фиалы, внедрение пикрит-диабазового комплекса произошло в силуре, в начальную стадию вариссийского цикла; однако в связи с незавершенностью предшествовавшего ассинтского (кадомского) цикла произошло перекрытие магматических фаз этих циклов. Таким образом, внедрение диабазов и пикритов соответствует началу геосинклинального процесса, нарушившего процесс кратонизации подвижного пояса. По существу, речь идет о регенерации геосинклинального режима, характерной для притихоокеанских геосинклиналей, с которыми рассматриваемый район имеет большое сходство. Показательно в этом отношении присутствие как среди ассинтских (кадомских), так и среди вариссийских геосинклинальных пород Баррандиена спилитов с повышенным содержа-

нием K_2O (вейлбургитов), аналогичных поздне меловым базальтам Камчатки.

Однако поскольку пикриты Баррандиена ассоциируют с диабазами, образуя характерный комплекс малых интрузий, они, подобно девонским пикритам Казахстана, рассматриваются нами вместе с пикрит-диабазами поздних стадий развития геосинклиналей. Пикриты, пикрит-диабазы, анкарамиты и диабазы образуют силлы, в которых ультраосновные породы обычно приурочены к нижним частям, а диабазы — к верхним. Пикриты образуют также самостоятельные залежи или залежи, в которых диабазы составляют лишь незначительную часть. Мощность силлов колеблется в пределах от нескольких метров до 80 м. Пикриты и пикрит-диабазы состоят из большого количества серпентинизированных кристаллов оливина, меньшего количества кристаллов пироксена, в которых наблюдаются пойкилитовые вроски оливина и плагиоклаза, небольшого количества плагиоклаза и хлоритизированной основной массы, количество которой уменьшается от 32,3 % в пикритах до 11,3—22,6 % в пикрит-диабазе. В анкарамитах в качестве многочисленных порфировых вкрапленников присутствует моноклинный пироксен (титан-авгит, частично салит-авгит). Небольшие кристаллы титан-авгита отмечаются также в пикритах. Акцессорные минералы в пикритах и анкарамитах представлены ильменитом, магнетитом, биотитом и апатитом. Особенностью химического состава пикритов и пикрит-диабазов является повышенное содержание TiO_2 (1,00—1,63 вес. %), Na_2O (до 1,12 вес. %) (см. табл. 20). Часть диабазов, ассоциирующих с ультраосновными породами, также характеризуется повышенной щелочностью (эссексит-диабазы и тешенит-диабазы).

Приведенные примеры показывают, что пикрит-диабазовые комплексы образуются на всех стадиях развития разновозрастных геосинклинально-складчатых систем, но особенно характерны для стадии консолидации этих систем.

На ранних стадиях они иногда ассоциируют с пикрит-базальтовыми или спилитовыми вулканогенно-осадочными комплексами. По мере прекращения инициального вулканизма и консолидации геосинклиналей в результате проявления складчатости (что обычно рассматривается как увеличение «жесткости» этой области) пикрит-диабазовые комплексы приобретают самостоятельное значение, слагая дайки и силлы, приуроченные к зонам глубинных разломов как в пределах геосинклинально-складчатых систем, так и в их жестких рамах. На этой стадии дайки и силлы пикритов и диабазов нередко проникают и в соседние миогеосинклинальные зоны.

Пикриты указанного типа, как правило, представлены порфировидными породами с крупными вкрапленниками оливина, к которому иногда присоединяются пироксен и реже амфибол. Основная масса обычно раскристаллизована, хотя иногда присутствует небольшое количество вулканического стекла или продуктов

его разложения. Характерно постоянное присутствие в основной массе плагноклаза, количество которого определяется в первую очередь содержанием в породе глинозема. Нередко структура пикритов является типично кумулятивной, причем в качестве «зерен осадка» всегда выступает оливин.

На вариационной диаграмме MgO — окислы (вес. %) (рис. 33) четко выявляются основные петрохимические особенности пикритов: низкое содержание SiO_2 (обычно меньше 44 вес. %) и слабая дифференцированность по кремнезему при значительных колебаниях содержания MgO . Большая часть пикритов содержит от 20 до 29 вес. % MgO . Намечаются отчетливые тренды Al_2O_3 , Na_2O и TiO_2 , свидетельствующие об обратной корреляции этих окислов с MgO . При этом выделяются своими низкими содержаниями MgO и высокими Al_2O_3 , Na_2O и TiO_2 пикриты Баррандиена, которые представляют собой группу наиболее дифференцированных составов, переходных к базальтам. Очень широкой дисперсией составов отличаются пикриты Урала, что отражается также на диаграмме АСМ (рис. 34), где фигуративные точки пикритов Урала образуют широкое поле около вершины MgO со слабым наклоном в сторону вершины Al_2O_3 .

Эта же тенденция, свидетельствующая о более значительной роли Al_2O_3 по сравнению с CaO в составах пикритов, характерна и для пикритов других районов, особенно для Баррандиена. Однако определяющим в эволюции составов пикритов является уменьшение в них содержания MgO при более или менее постоянном отношении $CaO:Al_2O_3$, о чем говорит четкий тренд, идущий от вершины MgO . Использование диаграммы $A-S$ (рис. 35) показывает, что при всех региональных различиях пикриты рассматриваемого типа отличаются близкими петрохимическими чертами. Особенно показательно, что в левой части диаграммы их составы располагаются несколько выше поля модельных мантийных составов, т. е. являются по сравнению с ними более «лейкократовыми». Следует заметить, что на диаграммах АСМ и $A-S$ выделяются породы Тянь-Шаня, которые обладают чертами, сближающими их с раннегеосинклинальными пикритами (см. рис. 26).

Тесная связь пикритов с диабазами порождает различные представления об их генезисе. Хотя большинство исследований допускает существование ультраосновных расплавов, лишь некоторые из них рассматривают эти расплавы в качестве первичных магм, генерировавшихся в мантии [11, 63]. Обычно предполагается, что образование пикритовых расплавов обусловлено дифференциацией первичной базальтовой магмы — накоплением в отдельных частях магматических очагов субликвидусного оливина и последующим отделением обогащенных оливином порций расплава от магматического очага [29, 33]. Ряд исследователей не исключает и возможности образования пикритов, особенно в расслоенных силлах, путем накопления оливина в нижних частях интрузивных тел в ходе их кристаллизации [29, 63].

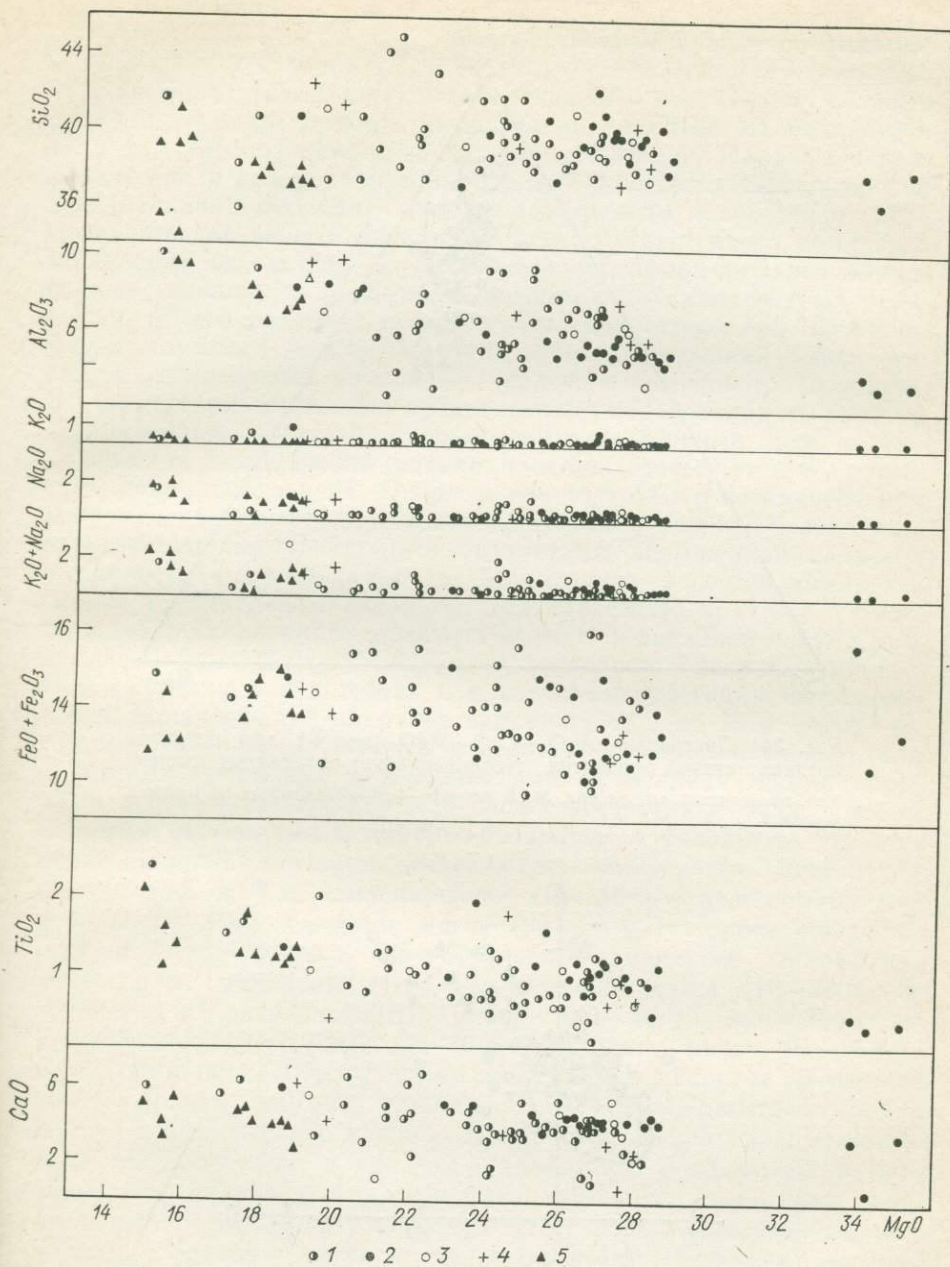


Рис. 33. Вариационная диаграмма MgO —окислы (вес. %) для пикритов поздних стадий развития геосинклиналино-складчатых систем.

1—Урал; 2—Тянь-Шань; 3—Казахстан; 4—Кавказ; 5—Баррандиена (Чехословакия).
Анализы заимствованы из работ, указанных в табл. 20.

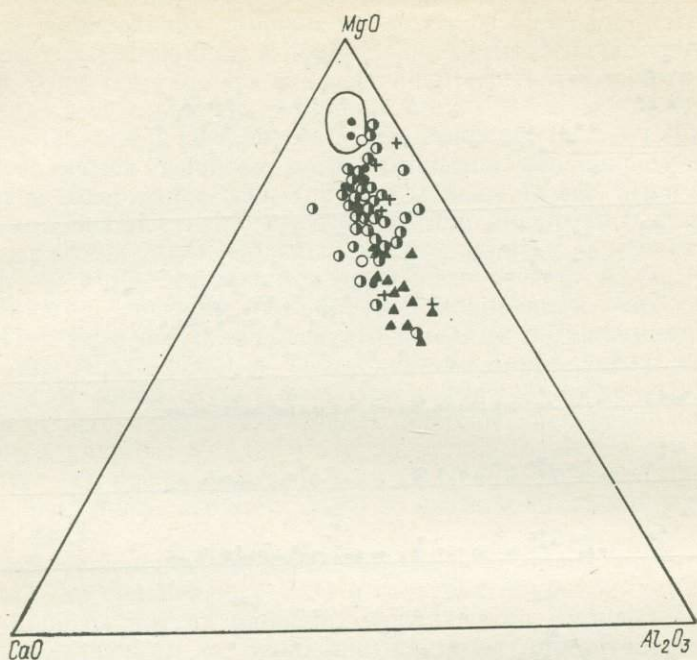


Рис. 34. Диаграмма Al_2O_3 — CaO — MgO (вес. %) для пикритов поздних стадий развития геосинклинально-складчатых систем. Усл. обозначения см. на рис. 33. В контуре — поле модельных мантийных составов.

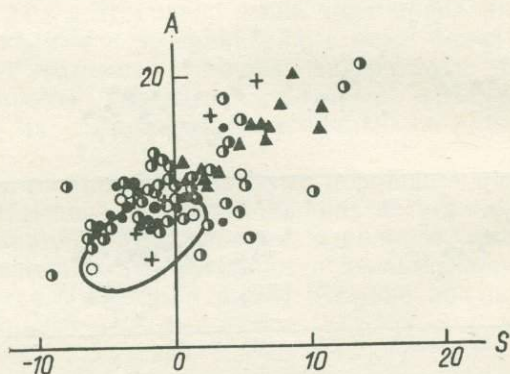


Рис. 35. Диаграмма A — S (вес. %) для пикритов поздних стадий развития геосинклинально-складчатых систем. Усл. обозначения см. на рис. 33. В контуре — поле модельных мантийных составов.

Примером проявления ультраосновного вулканизма в связи с формированием рифтов являются, по данным М. Боккалетти и др. [37, 73], позднемеловые пикриты Болгарии. Пикриты в вулканических и субвулканических фациях описаны в Среднегорской зоне балканид Болгарии. Они распространены в восточной части Среднегорской зоны и входят в состав вулканогенного комплекса мощностью около 3000 м. Этот комплекс сформировался в подводных условиях и представлен туффитами, вулканическими брекчиями, аггломератами с подчиненным количеством лав. Вулканический комплекс залегает на палеозойском основании и перекрывается осадочными породами палеоген-неогенового возраста. В структурном отношении вулканогенные образования выполняют ограниченный крупными разрывными нарушениями трог, а вулканическая деятельность района в целом связывается с процессами рифтообразования. Пикриты присутствуют в незначительном количестве и ассоциируют непосредственно с пикрито-базальтами, авгититами, лимбургитами и базальтами повышенной калиевой щелочности и магнезиальности. Кроме того, в состав комплекса входят трахиандезито-базальты, трахиандезиты, трахиты и андезиты, распространенные преимущественно в западной части Среднегорской зоны. Пикриты образуют эксплозивно-лазовый комплекс. Они выявлены в скважинах и в коренном залегании на поверхности. Мощность тел пикритов варьирует от 1 до 70 м, редко достигает 100—110 м. Пикриты слагают как самостоятельные тела с четкими границами с вмещающими их вулканическими породами основного состава, так и сложнопостроенные тела с постепенными переходами к пикрито-базальтам и базальтам. По степени раскристаллизации выделяются: порфиновые пикриты — оливин (30—60%), клинопироксен (10—40%), акцессорные минералы (1—3%), основная масса (30—60%); зернисто-порфиновые пикриты — оливин (25—60%), клинопироксен (35—60%), акцессорные минералы (1—4%), основная масса (10—40%) и зернистые их разновидности — оливин (25—40%), клинопироксен (40—70%), акцессорные (1—30%), основная масса (5—10%). Основными породообразующими минералами пикритов являются, таким образом, оливин и клинопироксен диопсид-авгитового ряда, причем в относительно крупных его кристаллах центральные части сложены диопсидом, а краевые — авгитом. В порфириновых разновидностях пикритов клинопироксен образует удлиненные или игольчатые кристаллы в основной массе пород. Акцессорные минералы пикритов — магнетит, титаномангнетит и ильменит. Основная масса пикритов представлена, как правило, комплексом вторичных минералов — хлоритом, тальком и др.

* Отсутствие достоверных данных о пикритах из рифтовых зон делает выделение этой группы в значительной мере условным.

Химический состав пикритов и ассоциирующих с ними базальтов приведен в табл. 21. Следует отметить широкие пределы содержания в породах MgO, повышенное содержание в них K₂O и низкое TiO₂.

Таблица 21

Химический состав (вес.%) пикритов и базальтов Среднегорской зоны Болгарии [37, 73]

Окислы	Пикрит (1)	Пикрито-базальт (2)	Трахибазальт (3)
SiO ₂	41,03	43,68	47,58
TiO ₂	0,23	0,74	0,56
Al ₂ O ₃	4,13	10,08	11,80
Fe ₂ O ₃	6,57	6,57	5,37
FeO	5,28	5,71	4,62
MnO	0,20	0,27	0,17
MgO	27,19	15,04	11,74
CaO	8,19	10,44	9,14
Na ₂ O	0,44	1,80	2,39
K ₂ O	0,32	1,41	2,91
P ₂ O ₅	0,20	0,51	0,49

Примечание. В скобках приведено количество анализов.

Ультраосновные вулканы зеленокаменных поясов щитов

В течение последнего десятилетия ультраосновные вулканические породы, названные перидотитовыми коматитами, выявлены в составе многих зеленокаменных докембрийских поясов в пределах щитов в ряде районов Земли: в Африке, Австралии, Северной Америке и Евразии. Эти специфические структуры и слагающие их зеленокаменные комплексы характеризуются рядом общих особенностей: значительной протяженностью при небольшой ширине; сопряженностью с зонами крупных разрывных нарушений; большой мощностью отложений, достигающей 10—15 км; частым присутствием ультраосновных вулканических пород и закономерной сменой вверх по разрезу вулканитов ультраосновного и (или) основного состава вулканитами среднего и кислого состава с возрастающей одновременно ролью осадочных пород; ассоциацией ультраосновных и основных вулканитов с телами (преимущественно пластовыми) интрузивных гипербазитов и базитов, а также зеленосланцевым типом метаморфизма пород при наличии в ряде районов относительно «свежих» разновидностей магматических образований. Время формирования зеленокаменных поясов варьирует в пределах 3,5—2,4 млрд. лет, причем наиболее широко распространены позднеархейские зеленокаменные пояса с возрастом 2,9—2,6 млрд. лет.

Фундаментом зеленокаменных поясов являются как гранито-гнейсы, так и гранулиты с реликтами основных и ультраосновных пород. Тектоническая природа зеленокаменных докембрийских поясов понимается в настоящее время геологами различно. Эти структуры рассматриваются как древние аналоги геосинклиналей — «протогеосинклинали»; как проторифтовые структуры, связанные с раздроблением и растяжением сиалического фундамента; либо как реликты симатической (протоокеанической) широко распространенной коры [49, 97]. Е. В. Павловским в 1979 г. высказаны соображения о возможности формирования разновозрастных зеленокаменных поясов в различной геотектонической обстановке, отражающей различные этапы докембрийской эволюции земной коры: лунный, нуклеарный, протогеосинклинальный и протоплатформенный с образованием авлакогенов. Присутствие в составе зеленокаменных комплексов ультраосновных вулканических пород породило также гипотезу «внеземной» — импактной причины формирования зеленокаменных поясов [Д. Грин, 1972 г.]. Не отдавая предпочтения какой-либо из перечисленных точек зрения на происхождение зеленокаменных поясов, еще раз подчеркнем важную особенность многих из них, а именно присутствие преимущественно в основании разрезов зеленокаменных комплексов ультраосновных вулканических пород.

В Африке ультраосновные вулканы отмечались давно [Ф. Кип, 1929 г.], однако впервые они наиболее детально и полно охарактеризованы братьями М. и Р. Вильёнами [96, 97] под названием «перидотитовых коматиитов» в зеленокаменном поясе Барбертон (нагорье Барбертон) Каапвальского щита (рис. 36 и 37). Перидотитовые коматииты входят в состав группы Онвервахт системы Свазиленд мощностью свыше 15 км (рис. 38), которая согласно перекрыта терригенными отложениями. Вулканические породы группы Онвервахт представлены чередующимися толеитовыми базальтами, высокомагнезиальными базальтами («базальтовыми коматиитами») и ультраосновными вулканитами («перидотитовыми коматиитами»). Перидотитовые и базальтовые коматииты преобладают в составе нижних подразделений группы Онвервахт — в формациях Сандспруит, Тиспруит и Комати, а толеитовые базальты наиболее широко распространены в «верхних» формациях — Хуггеное, Кромберг и Шварткоп.

Вверх по разрезу количество перидотитовых коматиитов уменьшается, но возрастает их магнезиальность, как и магнезиальность ассоциирующих с ними базальтов. Возрастает также количество микрофенокристаллов оливина в этих породах. Максимальное количество ультраосновных вулкаников сосредоточено в наиболее «вулканичном» подразделении группы — формации Комати, где они слагают около 30 % разреза, концентрируясь в его основании. Они образуют многочисленные протяженные потоки шаровых, подушечных и массивных лав мощностью от 4 до 150 м и силлы. Обычны переходы подушечных лав верхних частей потоков в массивные лавы, а также присутствие зон закалки и специфических

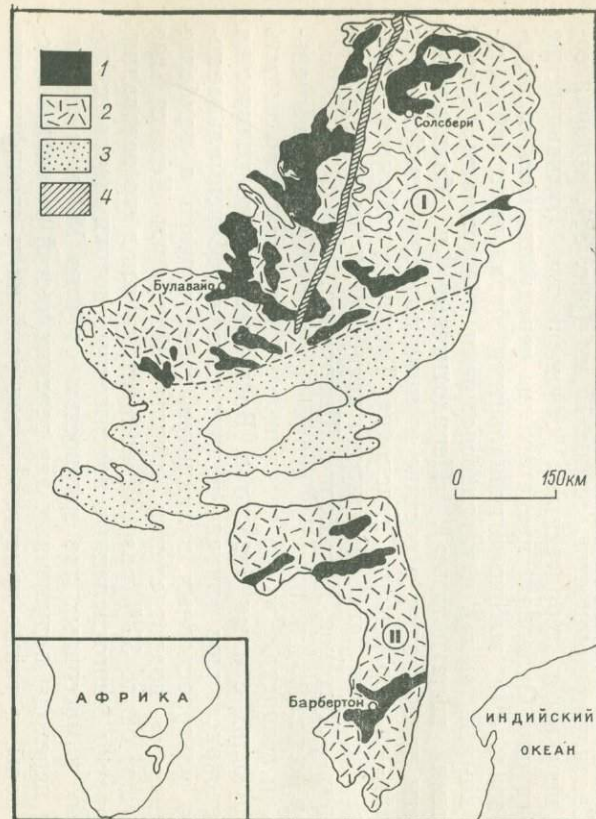


Рис. 36. Схема строения Родезийского и Каапвальского кратонов Южной Африки, по К. Хауквурту и О. Найонсу [68].

1 — зеленокаменные пояса, содержащие выходы ультраосновных вулканических пород; 2 — гнейсы и граниты; 3 — подвижный пояс Лимпопо; 4 — Великая дайка.

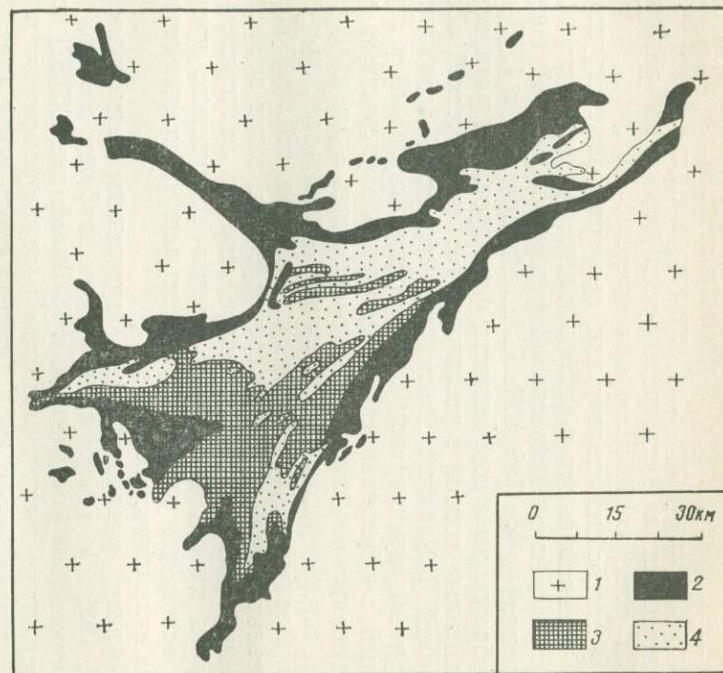


Рис. 37. Схема строения зеленокаменного пояса Барбертон, по М. и Р. Вильёнам [96].

1 — гранито-гнейсы и граниты; 2—3 — вулканические породы группы Онвервахт; 2 — перидотитовые и базальтовые коматиты, 3 — базальты и кислые вулканииты; 4 — осадочные породы группы Фиг-Три и Мудис.

кристаллических закалочных структур спинифекс в краевых частях потоков и силлов. Отдельные тела ультраосновных вулканитов отчетливо дифференцированы с обогащением их базальных частей кристаллами оливина. С вулканическими породами тесно пространственно ассоциируют пластовые тела — силлы и лопасти гипербазитов дунит-перидотитового состава, часто слоистых с различным количеством оливина, орто- и клинопироксенов, плагиоклаза.

Подобные, но значительно более измененные вулканические породы ультраосновного и основного состава описаны С. Р. Анхаузером [44] к западу от Барбертона в районе Йоганнесбурга в составе зеленокаменного комплекса Рудекранс, где они образуют многочисленные останцы среди гранитоидов.

Возраст ультраосновных вулканитов и ассоциирующих с ними базальтов оценивается в 3,4 млрд. лет и является более древним, чем окружающие их гранитоиды. На этом основании, а также учитывая значительную латеральную протяженность зеленокаменных образований группы Онвервахт, М. и Р. Вильёны [97] предположили, что последние представляют собой останцы изначальной (протоокеанической) земной коры, разобранной и переработанной последующими внедрениями гранитоидов.

Весьма близкие по своим особенностям ультраосновные вулканические породы известны также в пределах Родезийского щита в зеленокаменном поясе Белингве [53, 87]. Они входят в состав зеленокаменного комплекса мощностью около 7 км, который с несогласием залегает на гранито-гнейсах и образованиях «нижней зеленокаменной серии». Снизу вверх по разрезу комплекса выделяются согласно залегающие формации: Манжери, Релианс и Зедербергс. Формация Манжери представлена мелководными осадочными породами с отдельными прослоями строматолитовых известняков мощностью до 300 м. Формация Релианс состоит из толентовых базальтов, базальтовых и перидотитовых коматитов. Мощность ее варьирует от 500 до 1000 м. Формация Зедербергс сложена шаровыми и

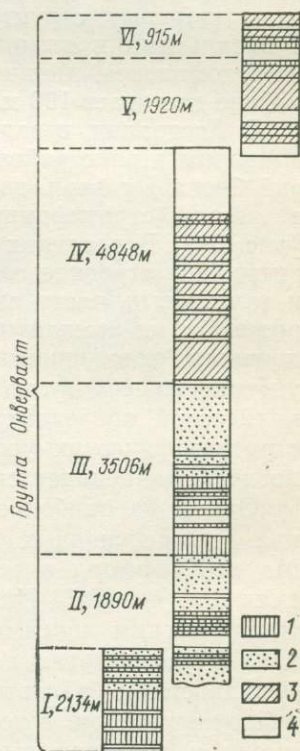


Рис. 38. Обобщенная стратиграфическая колонка группы Онвервахт, по М. и Р. Вильёнам [96].

1 — перидотитовые коматиты; 2 — базальтовые коматиты; 3 — толентовые базальты; 4 — осадочные породы, вулканиты кислого состава. Формации: I — Сандспруит, II — Тисспруит, III — Комати, IV — Хугеное, V — Кромберг, VI — Шварткоп.

массивными лавами базальтов и андезито-базальтов с подчиненным количеством пирокластов. Мощность ее 6000 м. Эти образования согласно перекрываются мелководными осадочными породами со строматолитовыми известняками. Возраст зеленокаменного комплекса оценивается в интервале 2,5—2,8 млрд. лет. Перидотитовые коматииты составляют около 40 % формации Релианс. Они концентрируются в ее верхней части, образуя серию потоков общей мощностью около 350 м, а также слагают силы.

Мощность отдельных потоков шаровых и массивных лав перидотитовых коматиитов варьирует от 2 до 12 м. Диаметр шаров обычно невелик — 0,2—0,5 м. Наблюдаются потоки с брекчированными верхними частями, а также потоки, в которых шаровые лавы сменяются к основанию массивными. С ультраосновными вулканитами и базальтами ассоциируют дифференцированные пластовые тела дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового состава мощностью свыше 100 м.

Ультраосновные вулканические породы упоминаются и в пределах других зеленокаменных поясов Родезийского щита в составе групп Себаквейн и Булавайо [68]. Известны ультраосновные вулканические породы и в Северной Африке на Туарегском щите в нагорье Ахаггар [41]. Они представлены лавами с реликтами шаровых структур и пирокластолитами, ассоциирующими с базальтами и яшмоидами позднепротерозойского зеленокаменного комплекса. Мощность отдельных покровов коматиитов в этом районе достигает 100 м.

В Австралии, в западной ее части, ультраосновные вулканиты выявлены в ряде районов развития архейских зеленокаменных серий блока Йилгарн, где ими сложены лавовые потоки и покровы, а также стратифицированные горизонты кластических пород (рис. 39). В пределах этого блока зеленокаменные толщи имеют ритмичное строение с преобладанием ультраосновных вулканитов и толеитовых, часто высокомагнезиальных базальтов в основании ритмов и их сменой по разрезу вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями. Таким образом, при общей тенденции ультраосновных вулканитов концентрироваться в основании вулканической последовательности они присутствуют на различных стратиграфических уровнях зеленокаменного комплекса. Возраст последнего оценивается в 2,6—2,9 млрд. лет.

Одним из наиболее хорошо изученных районов распространения ультраосновных вулканических пород является область Маунт-Клиффорд в северной части зеленокаменного пояса Норсмен-Вилуна [51]. Их распространение контролируется крупным тектоническим линеamentом Кейт-Килкени. Ультраосновные вулканиты ассоциируют с толеитовыми и высокомагнезиальными разновидностями базальтов, а также с незначительным количеством осадочных пород, в том числе глинистыми сланцами. Характерны смена в разрезах высокомагнезиальных базальтов ультраоснов-

ными вулканитами и уменьшение мощности потоков последних вверх по разрезу. Отдельные части зеленокаменного комплекса целиком сложены многочисленными потоками ультраосновных вулканитов, варьирующих по мощности от 0,5 до 8 м. Так, Р. Барнесом и др. [51] изучена последовательность из 26 потоков общей мощностью 130 м. Преобладают потоки и покровы массивных лав. Приповерхностные части их обычно характеризуются миндалекаменными текстурами и зонами со структурой спинифекс, иногда они раздроблены. Нередко наблюдаются потоки сложного зонального строения с обогащением их базальных частей идиоморфными изометричными кристаллами оливина (рис. 40 и 41).

В районе Унджимулта-Норсмен ультраосновные вулканиты слагают «пачку» мощностью около 200 м при мощности индивидуальных потоков от 0,2 до 20 м, причем среди них различаются разновидности с закалочной, миндалекаменной и кумулятивной структурами [99]. Наиболее мощные покровы ультраосновных вулканитов, входящие в состав формации Мореленд совместно с толентовыми базальтами (часто высокомагнетизальными), осадочными породами и кремнистыми сланцами известны в районе Мурфи-Велл [74]. Отдельные покровы ультраосновных вулканитов этого района достигают мощности 160 м и имеют сложное строение. В детально описанном покрове выделяются базальная зона, обогащенная идиоморфными кристаллами оливина (20—30 м); зона пор-

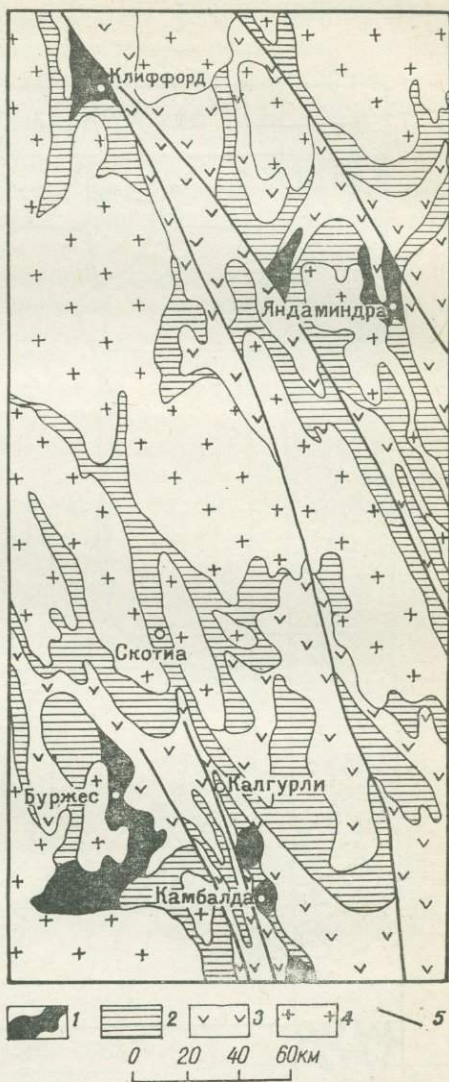


Рис. 39. Фрагмент строения зеленокаменного пояса Норсмен-Вилуна блока Йилгарн в Западной Австралии, по Р. Барнесу и др. [51].

1 — главные районы распространения ультраосновных вулканических пород; 2 — основные вулканические породы с отдельными горизонтами ультраосновных вулканитов; 3 — вулканогенные и осадочные породы, кислые вулканиты; 4 — граниты; 5 — тектонические линии.

фириковых пород с фенокристаллами оливинна (120 м); переходная зона со скелетными кристаллами оливина и верхняя зона миндалекаменных пород (21 м).

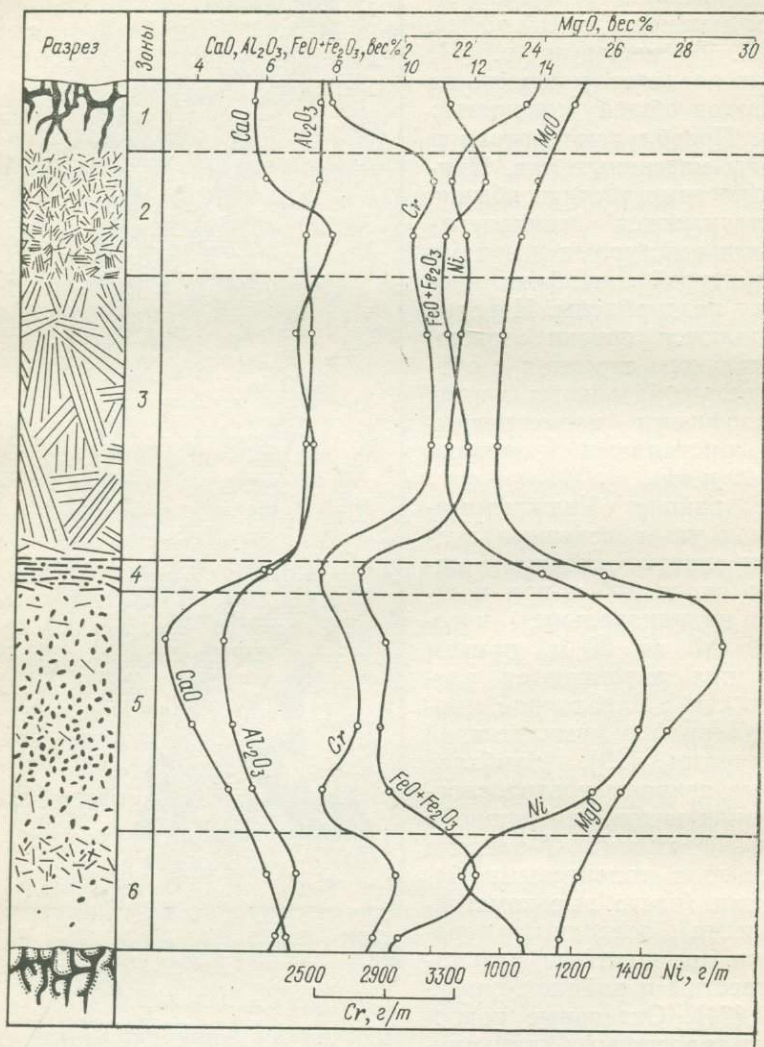


Рис. 40. Схема строения и вариации состава ультраосновного лавового зонального потока из района Маунт-Клиффорд в Западной Австралии, по Р. Барнесу и др. [51].

1 — закаленная и раздробленная верхняя часть потока; 2 — мелкозернистый пироксеновый перидотит со структурой спинифекс; 3 — грубозернистый пироксеновый перидотит со структурой спинифекс; 4 — слоистый оливиновый перидотит со структурой спинифекс; 5 — порфиридный оливиновый перидотит; 6 — нижняя закаленная зона. Соотношение идиоморфных кристаллов оливинна, кристаллов оливинна, образующих структуру спинифекс, и интерстиционной основной массы показано на рис. 41.

Весьма характерна ассоциация ультраосновных вулканитов с комагматичными им расслоенными пластинообразными, линзовидными телами интрузивных гипербазитов дунит-перидотитового состава (часто оливинит-верлитового), нередко обладающими порфиroidными структурами, свидетельствующими об их приповерхностном становлении. Присутствуют также тела габброидов и линзы родингитов [51, 74]. Отдельные тела перидотитов и дунитов отчетливо приурочены к крутопадающим разрывным нарушениям и рассматриваются в качестве магматического материала, выполняющего подводящие каналы эффузий перидотитовых комагматитов.

В Северной Америке докембрийские ультраосновные вулканические породы широко распространены в Канаде, в Онтарио и Квебеке. Они входят в состав зеленокаменного пояса Абитибии тектонической провинции Сьюпириор Канадского щита. Этот пояс представляет собой линейную структуру протяженностью около 1 тыс. км, располагающуюся среди гранитов и гранито-гнейсов. Возраст пород зеленокаменного пояса Абитибии оценивается в 2700 млн. лет, причем предполагается их несогласное залегание на более древнем гранито-гнейсовом основании. Метавулканические образования зеленокаменного пояса Абитибии выделяются в составе групп Блэк-Ривер и Малартик. Они характеризуются циклической сменой вверху по разрезам ультраосновных и основных вулканических пород вулканитами среднего и кислого состава, с которыми преимущественно ассоциируют и осадочные отложения. Характерными особенностями пояса Абитибии относительно подобных структур Южной Африки и Западной Австралии являются некоторое увеличение роли вулканитов среднего и кислого состава, а также присутствие в его пределах незначительных количеств щелочных разновидностей пород.

Ультраосновные вулканиты выявлены в ряде районов пояса Абитибии. Они представлены массивными и шаровыми лавами нередко миндалекаменной текстуры, а также вулканокластическими породами. Наиболее полно в настоящее время ультраосновные вулканиты изучены в центральной части пояса в районе Манро в силу хорошей их обнаженности и низкой степени метаморфизма,



Рис. 41. Количественные соотношения различных структурных разновидностей оливина и вмещающей их основной массы в разрезе ультраосновного лавового потока из района Маунт-Клиффорд в Западной Австралии (см. рис. 40).

определившей прекрасную сохранность текстур и структур пород, а также первичных минералов [45, 47, 72, 89]. Ультраосновные вулканические породы Манро-Тауншип входят в состав формации Манро группы Блэк-Ривер. Они представлены перидотитовыми и частично пироксенитовыми коматитами, с которыми ассоциируют базальтовые коматиты, базальты, реже андезито-базальты и небольшое количество осадочных пород, в том числе кремнистые сланцы.

Высокомагнезиальные вулканические породы слагают в общей вулканической последовательности отдельные ритмы со сменой снизу вверх по разрезу перидотитовых коматитов пироксенитовыми и далее базальтовыми. Мощность ритмов варьирует от 200 до 1000 м. В их пределах насчитывают десятки отдельных потоков, мощность которых обычно возрастает вверх по разрезу каждого ритма от 1—3 м в основании до 3—20 м в верхних частях.

Так, в центре вулканического разреза в районе Манро среди толентовых базальтов наблюдается такой ритм мощностью около 800—1000 м, в пределах которого перидотитовые коматиты составляют 45 % мощности, пироксенитовые коматиты 35 %, а базальтовые 20 %. Характерно общее увеличение магнезиальности пород вверх по разрезу этого ритма, хотя в пределах каждого из трех составляющих его более мелких ритмов магнезиальность пород кверху закономерно уменьшается. Вверх по разрезу в этих микроритмах происходит смена: 1) пироксенитовых коматитов базальтовыми, 2) перидотитовых коматитов — пироксенитовыми и затем базальтовыми, 3) перидотитовых коматитов — пироксенитовыми.

Особый интерес представляет детальное исследование, проведенное Д. Р. Пайком и др. [89] в районе Манро, последовательности из 60 потоков ультраосновных вулканитов общей мощностью 135 м. Мощность отдельных потоков варьирует в пределах 0,5—15 м при средней их мощности около 3 м. Эти потоки характеризуются согласным залеганием, четкими границами и большой протяженностью, а также сложным внутренним строением при относительно однородном составе. Ниже приводится описание типичного потока.

Верхняя часть потока обычно закалена и частично раздроблена. Закаленная часть вниз постепенно сменяется зоной со структурой спинифекс, причем размер вытянутых кристаллов оливина возрастает к основанию потока, определяя неоднородный характер этой зоны. Кристаллы оливина и блоковые их сростки зоны со структурой спинифекс обычно располагаются длинными осями перпендикулярно к поверхности потока. Размеры блоковых кристаллов оливина в основании этой зоны достигают иногда десятков сантиметров. Нижняя часть потока подразделяется на четыре зоны, сменяющиеся к его основанию в такой последовательности: 1) породы с мелкозернистой слоистой структурой спинифекс (пластинчатые кристаллы оливина параллельны поверхности потока); 2) среднезернистые перидотиты; 3) порфировидные перидотиты и 4) базальные перидотиты с многочисленными идиоморфными кристаллами оливина в мезостазисе из кристаллов клинопироксена и вулканического стекла. Для пород нижней части потока обычны флюидалые текстуры. Все границы между зонами в потоке

обычно градационные. Резкая и неровная граница наблюдается иногда только между верхней и нижней частями потока.

Подобное строение характерно для многих лавовых потоков, однако некоторые, преимущественно маломощные, потоки сложены только закаленными и раздробленными породами. Следует отметить, что в одних случаях поверхность потоков разбита трещинами на полигональные блоки без их смещения относительно друг друга, а в других — поверхность потоков раздроблена с образованием брекчий течения. Мощность раздробленной части потока обычно не превышает 1 м. Потоки со структурной спинифекс чередуются с потоками без такой структуры, а иногда зоны со структурой спинифекс изменяют мощность по простиранию потоков либо полностью исчезают.

Наряду с преобладающей разновидностью потоков достаточно однородного состава, не превышающих по мощности 15—20 м, присутствуют и более редкие мощные (100—150 м) потоки, сложно дифференцированные по составу от ультраосновных до основных пород. Эти дифференцированные потоки, ранее рассматривавшиеся некоторыми исследователями в качестве пластовых интрузий, подробно описаны Н. Т. Арндтом [45, 47, 49] (рис. 42). Для потоков этого типа характерно присутствие брекчиевой верхней части, иногда грубостратифицированной, с градационным уменьшением размера обломков к поверхности потока. В обломках преобладают ультрамафические вулканыты (порфиновые перидотиты), содержащие 32—35 % идиоморфных вкрапленников оливина в основной массе из клинопироксена и преобразованного вулканического стекла. Эти обломки цементируются подобными им мелко раздробленными породами с несколько меньшим количеством кристаллов оливина (25—

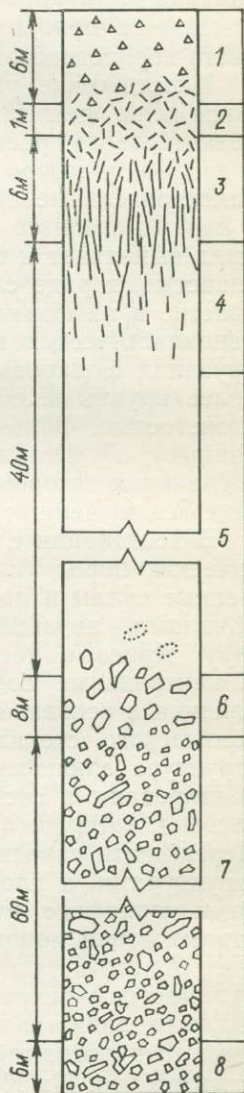


Рис. 42. Строение сложодифференцированного ультраосновного вулканического потока из зеленокаменного пояса Абитибя (Канада), по Н. Т. Арндту [45].

1—4 — зоны: 1 — брекчиеванных пород; 2 — пород со структурой спинифекс, образованной пересекающимися кристаллами клинопироксена; 3 — пород со структурой спинифекс, образованной крупными плосковытянутыми блоковыми кристаллами клинопироксена; 4 — переходная; 5 — среднезернистое «габбро»; 6 — «пироксенит»; 7 — «перидотит»; 8 — обедненная оливином краевая зона. Породы всех зон характеризуются вулканическими структурами и содержат варьирующее количество стекловатого мезостазиса.

30 %). Характерен постепенный переход вниз по разрезу потока брекчированных пород в массивные породы со структурой спинифекс с уменьшением количества в них кристаллов оливина и возрастанием содержания клинопироксена. Породы этой части потока по составу и структуре сходны с автономными потоками некоторых разновидностей перидотитовых коматитов. Появление плагиоклаза и возрастание его количества к основанию потока характеризует переход пород к «габбро с вулканической структурой» [45], которые далее вниз сменяются зоной кумуляции с преобладанием сначала клинопироксена, а затем оливина. В этих частях потока отмечается присутствие измененного ортопироксена, а в верхней части перидотитовой зоны появляются амфибол и флогопит.

Кластические ультраосновные вулканические породы встречаются реже, чем лавовые потоки и покровы. Один из районов их значительного распространения охарактеризован Л. Гелинасом и др. [66] к северо-востоку от Малартика в Квебеке. Они слагают самостоятельные горизонты мощностью 1—3 м, чередующиеся с лавами сходного им состава, причем иногда кластический материал выполняет и промежутки между лавовыми шарами. Породы слоистые, в ряде случаев градационнослоистые, что предполагает участие в их формировании турбидных потоков. Другой тип вулканокластических пород ультраосновного состава, тесно ассоциирующих с шаровыми лавами, представлен брекчиями с обычно более крупными обломками и грубой, либо нечетко выраженной слоистостью. Обломки в породах угловатые, округлые и «капельвидные». Л. Гелинасом и др. [66] высказано предположение о гиалокластитовом, а возможно, частично и пирокластическом генезисе изученных ими вулканокластических пород.

В ассоциации с потоками, покровами лав и горизонтами кластических пород ультраосновного состава присутствуют многочисленные силлы и дайки перидотитов, которые, возможно, являлись каналами, питавшими эффузии ультрамафических коматитов [49]. Краевые части таких интрузивных тел иногда закалены, а центральные содержат зоны, обогащенные фенокристаллами оливина в основной массе, из клинопироксена и измененного вулканического стекла. В отдельных дайках и силлах отмечалась структура спинифекс [89]. Некоторые силлы интенсивно дифференцированы и состоят из дунитов, перидотитов и клинопироксенитов, к которым в ряде подобных тел присоединяются и габбро. Нередко эти породы отличаются порфиоровыми и порфиroidными структурами, а иногда отдельные зоны характеризуются структурами спинифекс, что подчеркивает их сходство с породами описанных выше мощных сложнодифференцированных потоков. Следует отметить тесную пространственную связь ультрамафических вулканитов в зеленокаменном поясе Абитиби как с небольшими силлами, дайками перидотитов и габбро, так и с крупными слоистыми перидотит-габбровыми пластовыми телами, а также штоками габбро. На Канадском щите кроме архейского зеленокамен-

ного пояса Абитибид ультраосновные лавы выявлены и в более молодом (протерозойского возраста) поясе Унгава в Северном Квебеке. Они входят в состав мощного (6 км) комплекса шаровых и массивных лав высокомагнезиальных базальтов, базальтов, пластов красных сланцев и силлов ультрамафического состава [90].

В северной части Евразии, на Балтийском щите, ультраосновные вулканиты присутствуют в незначительном количестве и тесно связаны с широко проявленным разновременным высокомагнезиальным базальтовым вулканизмом докембрия. Высокомагнезиальные вулканиты — меланобазальты и пикрито-базальты (базальтовые коматититы) и изредка пикриты (перидотитовые коматититы) охарактеризованы на Кольском полуострове в составе архейского (?) гранулитового комплекса Лапландии и среднепротерозойского Печенгского и Имандра-Варзугского комплексов, а также в Карелии среди раннепротерозойских вулканогенных образований района Костомукши, в среднепротерозойских вулканогенных толщах Ветреного Пояса, Онежского и Пана-Куоляярвинских синклиниориев [22, 34, 38].

Высокомагнезиальные вулканиты (шаровые и массивные лавы, гиалокластиты, силлы, дайки) совместно с базальтами входят в состав зеленокаменных поясов, которые фиксируют шовные зоны сочленения крупных геоблоков — Беломорского, Карельского, Кольского. В. С. и В. В. Куликовы [1978 г.] рассматривают эти зоны Кольско-Карельского региона на протерозойском этапе его развития как активизационные рифтовые структуры, определившие высокую магматическую проницаемость региона и высокомагнезиальный характер вулканизма в его пределах. На территории Финляндии высокомагнезиальные вулканиты описаны Т. Мутаненом [80] в составе докембрийских зеленокаменных поясов в коматититовых провинциях Кайну и Типасъярви, а также в Центральной Лапландии.

Собственно пикриты в Кольско-Карельском регионе присутствуют в незначительном количестве и в настоящее время слабо изучены. Они, как правило, интенсивно изменены и их вулканическое происхождение в ряде случаев устанавливается по косвенным признакам — пластовой форме тел, реликтам порфировых структур — либо на основании сходства химического состава с малоизмененными «типичными» перидотитовыми коматититами Африки, Австралии и Канады [38, 80]. Наиболее сохранившиеся кайнотипного облика вулканиты с реликтами структур спинифекс характерны лишь для суйсарского этапа развития Карелии [22].

С пикритовыми метавулканитами в пределах Балтийского щита тесно ассоциируют небольшого размера интрузивные тела гипербазитов и габбро, а также дифференцированные интрузивы оливинитов — верлитов — клинопироксенитов — габбро с обычным преобладанием ультраосновных пород в их составе. Эти интрузивы рассматриваются в качестве продуктов глубинной кристаллизации пикритовых магм [34]. В отдельных телах перидотитов, как например, в Костомукшской метаперидотитовой интрузии,

наблюдаются и непосредственно переходы полнокристаллических гипербазитов в миндалекаменные пикриты порфировой структуры с подушечной отдельностью и брекчиевой текстурой, что подтверждает генетическое родство докембрийских ультраосновных вулканических и интрузивных пород региона [22].

На Украинском щите и в районе КМА в составе докембрийских зеленокаменных комплексов также выявлены ультрамафические породы, имеющие ряд признаков, позволяющих предположить их вулканическое происхождение. Так, Е. М. Крестиным [1978 г.] в составе интенсивно преобразованных зеленокаменных вулканогенных образований нижних частей разреза михайловской серии Михайловско-Белгородского зеленокаменного пояса КМА охарактеризованы серии потоков перидотитовых и пироксенитовых коматитов мощностью от 1 до 16 м. Верхние части потоков представлены породами со структурой спинифекс, а изученные ультрамафиты в целом характеризуются химическим составом, близким к коматитам Западной Австралии.

На Индийском щите ультраосновные вулканиды залегают в основании разрезов архейских зеленокаменных поясов, где они ассоциируют с высокомагнезиальными метабазальтами и интрузивами базит-гипербазитового состава [60, 84]. В настоящее время, однако, изучены эти породы недостаточно, а их отнесение к перидотитовым коматитам базируется в основном на сходстве особенностей химического состава с соответствующими «типоморфными» ультрамафическими вулканидами Южной Африки [84]. Имеются данные о наличии на Индийском щите лав с шаровой отдельностью и специфической полигональной трещиноватостью в верхних частях потоков, а также с реликтами порфирировых структур со скелетными, иногда удлинненными кристаллами оливинов или клинопироксенов в основной массе из игольчатых кристаллов клинопироксенов и преобразованного вулканического стекла [60].

Следует отметить, что ультраосновные вулканиды щитов Евразии, как правило, особенно интенсивно преобразованы, вследствие чего реставрация особенностей их первичного характера и состава сложна и неоднозначна.

Петрографо-минералогические особенности ультраосновных вулканидов щитов, обычно метаморфизованных в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, наиболее полно изучены для относительно малоизмененных перидотитовых и пироксенитовых коматитов Африки, Австралии и Канады, в которых сохранились реликты первичных структур этих пород и их минералов. Перидотитовые коматиты из разных районов близки друг другу по своим основным минералого-петрографическим особенностям. Они характеризуются порфирированными, порфирированными, афирированными структурами, флюидально-директивными и миндалекаменными текстурами. Весьма типичны структуры спинифекс с развитием блоковых и скелетных кристаллов оливинов, реже клинопироксенов (табл. V, в и г). Различные структурные разновидности ультраосновных вулканидов, как это

было отмечено выше, наблюдаются нередко в пределах единых потоков и связаны постепенными взаимопереходами. Ультрамафические пироксенитовые коматииты отличаются от перидотитовых коматиитов возрастом роли клинопироксена, который иногда преобладает над оливином.

Остановимся подробнее на характеристике структуры спинифекс, которая рассматривается исследователями перидотитовых и пироксенитовых коматиитов в качестве одного из главных диагностических признаков пород этого типа, а нередко и основного свидетельства их принадлежности к вулканическим образованиям, поскольку эта структура хорошо сохраняется даже при высоких степенях метаморфизма и дислокаций пород. Структура спинифекс обычна для верхних частей потоков и краевых зон даек и силлов, но иногда наблюдается в породах на значительной глубине (до 20 м) от поверхности мощных сложнодифференцированных потоков и покровов [45].

Структура спинифекс, получившая свое название за сходство с австралийским растением *Triodia* sp. [85], в настоящее время детально описана многими исследователями. Эта структура существенно изменяется в зависимости от состава слагающих ее минералов, их размеров, количественных соотношений и преобладающей ориентировки кристаллов. Различают несколько основных типов структуры спинифекс. По характеру группирования кристаллов выделяют структуру, образованную блоковыми сростками параллельно ориентированных удлиненных пластинчатых кристаллов оливина, толщина отдельных индивидов которых обычно изменяется в пределах 0,02—2 мм. Кристаллы как сростаются боковыми гранями, образуя блоки пластинок толщиной до 10—15 см, так и смыкаются своими окончаниями, в результате чего формируются блоковые кристаллы длиной до 0,5—1 м. Размер этих «сложных» кристаллов обычно возрастает при удалении от поверхности потока. Ориентированы блоковые кристаллы в структуре этого типа, как правило, перпендикулярно к поверхностям потоков или к краевым частям даек и силлов. Реже крупные блоковые кристаллы располагаются хаотически либо субпараллельно поверхности тел перидотитовых коматиитов. Блоковые кристаллы оливина составляют до 50 % от объема породы. Промежутки между ними выполнены отдельными скелетными пластинчатыми кристаллами оливина, мелкими (до 1—1,5 мм) удлиненными скелетными кристаллами клинопироксена, образующими иногда сложные многолучевые сростки, и преобразованным в комплекс вторичных минералов вулканическим стеклом.

Другой тип структуры образован беспорядочно ориентированными удлиненными пластинчатыми, часто скелетными кристаллами оливина, размер которых обычно не превышает первых сантиметров. Промежутки между ними выполнены игольчатыми скелетными, дендритовидными микролитами клинопироксена, их сростками и измененным вулканическим стеклом. Вверх по разрезу потоков обычно наблюдается переход от пород с первым

типом структуры к породам со структурой второго типа, причем с уменьшением в последних размера пластинок оливина уменьшается и количество блоковых его кристаллов в переходной зоне.

Таким образом, эти структуры представляют собой, по существу, разновидности специфических порфирировых структур.

По преобладающему составу минералов, образующих структуру спинифекс, различают оливиновую структуру спинифекс и клинопироксеновую. В последней длина сростков кристаллов скелетного клинопироксена достигает 1—5 см, а толщина около 0,5—1 мм. Они располагаются в основной массе из мелких скелетных и дендритовидных кристаллов клинопироксена и вулканического стекла.

По длине кристаллов, формирующих структуру спинифекс, в перидотитовых коматиитах наблюдаются постепенные переходы от гигантозернистых структур, образованных блоковыми кристаллами, к микролитовым структурам микроспинифекс с беспорядочно ориентированными скелетными, блоковыми кристаллами оливина или клинопироксена до 1—1,5 мм. Подобная структура, в частности, образованная кристаллами клинопироксена, характерна для порфирировых разновидностей перидотитовых коматиитов с вкрапленниками оливина. С уменьшением размера кристаллов игольчатого клинопироксена в структурах этого типа наблюдаются переходы к основным массам, состоящим из мелких перистых и сферолитовых сростков клинопироксена. Вулканическое стекло как в порфирировых породах и породах со структурой спинифекс, так и в витрофирировых разновидностях перидотитовых коматиитов из зон закалки всегда замещено серпентином, хлоритом либо другими вторичными минералами. Отдельные определения химического состава измененных вулканических стекол свидетельствуют об их высокомагнезиальном ультраосновном составе (%): SiO_2 — 35,5—35,8; Al_2O_3 — 9,1—10,1; FeO — 4—5; MgO — 31,1—33,3; CaO — 0,8—1,6 [74].

Миндалекаменные текстуры в ультрамафических коматиитах относительно редки. Наиболее хорошо они изучены в породах Западной Австралии в районе Маршалл-Пул и Мурфи-Велл [74]. Миндалинами в значительной степени обогащены обычно верхние части мощных потоков перидотитовых коматиитов. Преобладающий размер миндалин 1—3 мм, редко они достигают 10 мм в поперечнике. Форма миндалин округлая, часто с неправильными выступами («хвостами»), которые, как правило, одинаково ориентированы и направлены вниз к основанию потока. Выполнены миндалины тонкочешуйчатым хлоритом, в незначительном количестве присутствуют кальцит, тремолит и окислы железа. Иногда отмечается зональный характер выполнения миндалин с обогащением их периферических частей магнетитом. Весьма характерны каймы полностью серпентинизированных пород вокруг миндалин, мощность которых пропорциональна размерам последних. Особый интерес представляют «хвосты» миндалин, выполненные игольчатыми клинопироксена и девитрифицированным вулканическим

стеклом. По мнению Д. Льюиса и И. Вильямса [74], изучавших эти миндалекаменные породы, «хвосты» богатого пироксеном материала представляють собой остаточный расплав, заполнивший пути подъема газовых пузырей.

Главными минералами перидотитовых коматиитов и ультрамафических разновидностей пироксеновых коматиитов являются оливины и клинопироксены, с которыми ассоциирует небольшое количество мелких зерен хромшпинелидов.

Оливин образует, как было показано выше, удлиненные пластинчатые, а также обычного габитуса изометричные идиоморфные, нередко скелетной формы кристаллы. Изредка присутствуют кристаллы оливина дендритовидной формы [74]. Представлен оливин высокомагнезиальной разновидностью с содержанием форстеритового компонента (Fo) от 85 до 94 %, в среднем около 90 % (табл. 22). Оливин, в том числе и пластинчатые скелетные его кристаллы из пород со структурой спинифекс, в ряде случаев имеет зональное строение с обогащением центральных частей кристаллов магнием, никелем, а краевых — железом, алюминием, кальцием и хромом [49, 62, 87, 89]. Специфическими особенностями состава оливинов являются повышенные содержания в них (вес. %): CaO — до 0,3; Cr₂O₃ — до 0,35 и NiO — до 0,55.

Клинопироксен представлен обычно прекрасно образованными удлиненными, часто скелетной формы кристаллами. Иногда пироксены имеют зональное строение. По составу они соответствуют авгитам (см. табл. 22). Характерными их особенностями являются существенная обогащенность Al₂O₃ (до 9 %) и повышенное содержание Cr₂O₃ (до 1,2 %). Иногда клинопироксены представлены диопсид-авгитами, редко — высокомагнезиальными пижонитами.

Хромшпинелиды образуют мелкие, иногда скелетные кристаллы. Они распространены в основной массе пород либо образуют включения в кристаллах оливинов, реже клинопироксенов. Хромшпинелиды богаты хромом (см. табл. 22) и характеризуются трендом изменения состава с положительной корреляцией их магнезиальности и хромистости [2]. В индивидуальных зернах шпинелидов фиксируется зональность с обогащением краевых частей кристаллов железом. Изредка они окружены тонкой каймой магнетита [64].

Плагиоклаз был отмечен в отдельных образцах и в незначительном количестве в основной массе пород при относительно интенсивной ее раскристаллизации в перидотитовых коматиитах Африки и в мощных дифференцированных потоках в Канаде [45, 60, 96]. В этих же потоках присутствуют иногда и нацело измененный ортопироксен, а также в небольшом количестве амфибол и биотит, причем установлены включения амфибола в кристаллах клинопироксена, свидетельствующие о «первично-магматической» природе этого гидроксилсодержащего минерала.

Минерал	Кол-во анализов	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		FeO	
		\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
Оливины	30	40,65	0,59	0,06	0,01			8,96	1,73
Клинопироксены	37	48,91	1,63	0,55	0,05	6,60	1,25	9,85	2,47
Хромшпинелиды	7			0,29	0,05	12,99	1,49	18,91	4,26

Примечание. Использованы данные из следующих работ для расчета среднего со [64, 87].

Присутствие слюды не характерно. Реликты флогопита были отмечены лишь в мощном потоке миндалекаменных перидотитовых коматиитов в Австралии [74].

Общими особенностями химического состава ультрамафических коматиитов, которые обычно акцентируются их исследователями и рассматриваются в качестве диагностических признаков этих пород, являются, как правило, высокое содержание в них MgO, Cr, Ni и устойчиво небольшое количество TiO₂, K₂O+Na₂O и сопутствующих им малых элементов (табл. 23, 24). По мнению Н. Т. Арндта и др. [49], для ультрамафических вулканитов докембрийских зеленокаменных поясов коматиитовой серии характерно низкое отношение FeO*/(FeO*+MgO) для данных содержаний Al₂O₃ (см. рис. 1) и относительно высокое CaO/Al₂O₃>0,8. Количество MgO, равное 20 вес. %, является значением, граничным для перидотитовых (MgO>20 %) и пироксенитовых (MgO<20 %) коматиитов.

Ультраосновные вулканиты исключительно богаты нормативным оливином, диопсидом и гиперстеном. Цветной индекс их варьирует преимущественно в пределах 70—82 %. В заметном количестве постоянно присутствуют полевошпатовые компоненты. Аномально высокое содержание гиперстена и плагиоклаза в нормативном составе при реальном отсутствии их в породах объясняется, видимо, спецификой состава клинопироксена, содержащего значительное количество глинозема и постоянным присутствием измененного стекловатого мезостаза, концентрирующего названные компоненты.

По содержанию малых элементов ультраосновные вулканиты щитов близки к модельным мантийным составам, за исключением никеля, количество которого в перидотитовых коматиитах существенно ниже. Содержания малых элементов в ультрамафических коматиитах значительно варьирует как в пределах различных районов одного зеленокаменного пояса, так и в породах разных поясов (см. табл. 24). Максимальные содержания Sr, Ba, Zr отмечаются в ультраосновных вулканитах пояса Абитибиды в Канаде,

Средний химический состав минералов перидотитовых коматиитов (вес. %)

MgO		CaO		Na ₂ O		Cr ₂ O ₃		NiO	
\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>
49,32	1,72	0,25	0,04			0,21	0,05	0,39	0,08
14,69	1,50	18,92	1,85	0,22	0,04	0,46	0,04		
13,13	0,94					55,09	1,85		

става: оливинов [49, 61, 74, 89], клинопироксенов [49, 53, 64, 74, 87, 89], хромшпинелидов

а наиболее высокие концентрации никеля и кобальта характерны для перидотитовых коматиитов Южной Африки (Барбертон).

По данным Р. В. Несбитта и И. С. Сана [86], соотношение ряда элементов в перидотитовых коматиитах со структурой спиннефеса близки к хондритовым. В особенности это характерно для отношений $Ti/Zr = 100 \div 110$, $Ti/Y = 240 \div 250$, $Zr/Y = 2,3$, $Zr/Nb = 18$; $TiO_2/Al_2O_3 = 0,049$. Содержания редкоземельных элементов в перидотитовых коматиитах (по результатам исследования в районе Манро в Канаде) изменяется в следующих пределах (г/г): Ce 0,457—0,940; Nd 0,505—1,06; Sm 0,222—0,480; Eu 0,100—0,210; Gd 0,382—0,878; Dy 0,504—1,09; Er 0,324—0,701; Yb 0,342—0,720; Lu 0,0837 [50].

Сходные содержания редкоземельных элементов характерны и для перидотитовых коматиитов Родезии [68, 94]. Ультраосновные вулканиды с содержанием более 20 % MgO имеют фракционированный характер распределения редкоземельных элементов с небольшим их «истощением» легкими элементами. Обычно содержания редкоземельных элементов в перидотитовых коматиитах в 2—3 раза больше, чем в хондритах. При содержании MgO в породах менее 20 % наблюдается увеличение общего количества редкоземельных элементов и намечается тенденция некоторого их относительного обогащения легкими элементами.

Следует напомнить, что все породы докембрийских зеленокаменных поясов в той или иной степени подверглись метаморфизму. Это в ряде случаев ограничивает возможность получения достоверных характеристик их первичного химического состава и геохимических особенностей. При этом если в измененных вулканидах не отмечается существенных колебаний основных компонентов, то содержания малых элементов нередко более чувствительны к процессам метаморфизма. В значительной степени это касается щелочных металлов, стронция, свинца и др. [68, 98]. Поэтому нельзя исключать того, что низкая щелочность перидотитовых и пироксенитовых коматиитов, а также низкое содержание ряда некогерентных элементов являются следствием интенсивного их

Средние химические сост

Районы	Источник	Кол-во анализов	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃	
			\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
Южная								
Барбертон	[44, 76, 86, 94, 96, 98]	29	42,22	2,11	0,31	0,25	2,95	0,92
Формация Комати	[96]	8	41,61		0,31		2,70	
Формация Сандспруит	[96]	3	44,72		0,52		3,25	
Белингве	[87, 94]	33	45,54	1,69	0,30	0,05	6,11	0,99
Западная								
Равенсцхорс	[94]	8	42,98	1,68	0,29	0,10	5,60	0,72
Маунт-Клиффорд	[51]	16	43,33	1,18	0,32	0,06	6,66	0,85
Мурфи-Велл	[74]	8	40,37	0,29	0,22	0,02	4,66	0,29
Маунт-Буржес	[86]	3	42,88		0,26		5,57	
Якабинда	[86]	3	43,46		0,26		5,10	
Маршал-Пул	[78]	2	40,11		0,22		3,88	
Скотиа	[85]	3	39,00		0,18		3,95	
Все районы		43	42,12	1,66	0,28	0,07	5,62	1,17
Северная Аме								
Манро-Тауншип	[49, 50, 86, 89, 98]	38	42,29	1,88	0,32	0,13	6,85	1,66
Ламотт-Тауншип	[66]	9	43,39	2,08	0,33	0,02	6,28	0,52
Дандональд	[82]	2	40,72		0,24		4,85	
Все районы		49	42,43	1,94	0,32	0,11	6,66	1,56
Евразия (Фен								
Карелия	Коллекция Л. Н. Дуденко	7	39,81	0,50	0,69	0,11	4,09	0,97
Финляндия	[80]	4	41,97	1,71	0,73	0,35	7,95	1,71

Средние содержания

Районы	Источник	Кол-во анализов	Rb		Sr		Ba	
			\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
Южная								
Барбертон	[76, 86, 98]	10	2,3	1,0	17,1	15,4	5,3	3,2
Белингве	[87]	23						
Западная								
Маунт-Клиффорд	[51]	12			37	19	5	1
Мурфи-Велл	[74]	10						
Маунт-Буржес	[86]	3	2,7		21		4,6	
Якабинда	[86]	3	4,3		16		3,2	
Скотиа	[85]	1	1		24		16	
Северная Аме								
Манро-Тауншип	[86, 98]	15	4,2	1,8	13,2	8,2	12,3	3,1

Таблица 23

авы ультраосновных вулканитов докембрийских зеленокаменных поясов (вес. %))

Fe ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O	
\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
Африка													
		9,60	3,00	0,15	0,06	30,16	3,66	4,42	2,11	0,18	0,19	0,04	0,04
5,63		4,35		0,17		30,58		4,29		0,15		0,03	
6,02		5,52		0,19		25,35		6,97		0,49		0,05	
		7,96	2,29	0,17	0,03	25,98	3,50	6,02	1,31	0,25	0,21	0,26	0,21
Австралия													
		10,03	2,01	0,19	0,03	28,77	2,61	5,29	1,18	0,28	0,12	0,05	0,06
		10,49	1,21	0,17	0,02	25,66	2,20	6,05	1,23	0,43	0,12	0,07	0,07
		9,46	0,43	0,17	0,01	31,06	1,09	4,17	0,36	0,11	0,08	0,04	0,05
		11,37		0,21		27,41		5,60		0,49		0,03	
		10,87		0,20		30,13		4,89		0,28		0,01	
		8,34		0,08		32,80		2,95		0,03		0,01	
		8,56		0,15		34,86		2,67		0,16		0,05	
		10,11	1,37	0,18	0,03	28,50	3,44	5,12	1,42	0,30	0,17	0,05	0,06
рика (Канада)													
		10,38	1,32	0,18	0,03	26,22	4,41	6,09	2,12	0,38	0,26	0,08	0,05
		9,43	0,60			27,93	1,47	5,01	0,70	0,09	0,04	0,02	0,01
		10,15		0,18		29,25		3,96					
		10,20	1,26	0,16	0,06	26,66	4,12	5,80	1,97	0,31	0,26	0,06	0,05
носкандия)													
5,11	0,98	7,53	1,61	0,24	0,15	28,26	0,99	5,33	0,77	0,20	0,15	0,14	0,14
2,91	1,21	7,55	1,20	0,19	0,06	26,11	1,42	6,22	0,62	0,30	0,04	0,17	0,09

Таблица 24

малых элементов в ультраосновных вулканитах зеленокаменных поясов (г/т)

Ni		Co		Ca		V		Zr		Y		Nb	
\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
Африка													
1966		224	73	2330		4,2	20	32	18	3,7	1,6	1	
1328	229	123	10	2934	279								
Австралия													
1008	175	89	6	2801	239			31	17				
1861	728	141	44	1676	63	110	37						
1449		104		3047		123		15,2		6		1,1	
1600		105		2980		118		15		6,3		0,5	
1562		98		2890		117		15,5		7		0,2	
рика (Канада)													
1328	550	163	58	2922	724	113	39	77	17	6,3	2,5	1,2	

преобразования и не отражают полностью первичного содержания, например, щелочей в этих породах. Показателем степени измененности (серпентинизации) ультраосновных вулканитов является содержание в них H_2O^+ (при полной серпентинизации ультраосновных пород содержание H_2O^+ в них равно 11 вес. %). В этом отношении, например, ультраосновные вулканиты Канады являются наименее измененными ($H_2O^+ = 4,93$ вес. %), южноафриканские из пояса Барбертон наиболее преобразованы ($H_2O^+ = 8,65$ %), тогда как перидотитовые коматиты Австралии по степени измененности занимают промежуточное положение [98].

При отмеченных общих особенностях в ультраосновных вулканитах зеленокаменных поясов щитов наблюдаются колебания как химического состава, так и геохимических параметров в пределах отдельных потоков и силлов, по разрезам ультраосновных вулканитов и по латерали между вулканитами различных районов единого зеленокаменного пояса. Существенны в ряде случаев и межрегиональные отличия в составе ультраосновных вулканитов разных зеленокаменных поясов. Основным параметром химического состава ультраосновных вулканитов, с которым четко коррелируется большинство окислов и ряд малых элементов, является содержание MgO.

Изменения состава в пределах индивидуальных расслоенных потоков со структурой спинифекс в их верхних частях хорошо иллюстрируются вариационной диаграммой разреза такого типичного потока перидотитовых коматитов Австралии (см. рис. 40) и средними химическими составами пород отдельных его зон (табл. 25). Обращает на себя внимание сопряженное поведение

Таблица 25

Состав перидотитовых коматитов потока из района Маунт-Клиффорд, Австралия [51]

Зоны	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Кол-во анализов
1	41,6	0,28	7,6	3,4	7,96	0,16	24,9	5,70	0,49	0,1	1
2	42,05	0,37	7,4	3,35	8,46	0,20	23,7	7,00	0,55	0,0	2
3	43,00	0,37	7,4	3,00	8,70	0,20	22,9	7,21	0,47	0,1	2
4	44,6	0,28	6,3	2,8	6,11	0,15	25,9	6,24	0,40	0,1	1
5	43,4	0,25	5,4	3,0	6,64	0,16	27,8	4,23	0,41	0,2	3
6	43,4	0,33	6,9	3,8	7,37	0,16	25,0	6,55	0,58	0,0	2

Примечание. Положение зон в потоке показано на рис. 40.

магния, никеля и серы, а также суммарного железа, титана и хрома, причем последние компоненты количественно преобладают в зоне со структурой спинифекс, а первые концентрируются в основании потока в зоне порфировых пород. Обогащенность этой зоны магнием и некоторое обеднение ее железом, кальцием, алю-

минием хорошо коррелируется с повышенным количеством оливина в составе пород (60 %) по сравнению с зоной спинифекс, где оливина значительно меньше (40 %) (см. рис. 41). Сходные данные о химическом составе ультраосновных вулканитов в лавовых потоках подобного строения приводятся и для Канады Н. Т. Ардтом и др. [45, 49]. Показана также определенная роль оливина и в отношении распределения редкоземельных элементов в породах [50], что иллюстрируется вариациями этих элементов в различных частях потока перидотитовых коматитов из района Манро (рис. 43).

Все названные выше исследователи отмечают, что верхние части потоков, представленные породами со структурой спинифекс, обычно обогащены SiO_2 , CaO , Al_2O_3 и обеднены MgO , а также «сопутствующими» им элементами по сравнению с «кумулятивными» породами нижних частей этих потоков. В пределах зоны спинифекс от поверхности потока к его основанию количество MgO , как правило, незначительно уменьшается, а количество CaO и Al_2O_3 соответственно возрастает. Резкое увеличение MgO и уменьшение CaO , Al_2O_3 наблюдается на границе верхней (спинифексовой) и нижней (кумулятивной) частей потока. Количество MgO затем уменьшается лишь в основании потока в его нижней закаленной части.

Формирование перидотитовых коматитов со структурой спинифекс, по данным исследований Д. Виллетта и др. [99], ограничивается содержанием 26 ± 2 вес. % MgO , тогда как количество MgO в кумулятивных породах порфировой структуры из нижних частей потоков может значительно превышать 30 %.

Заметные изменения химического состава ультраосновных вулканитов фиксируются часто даже в маломощных потоках, представленных только перидотитовыми коматитами спинифексовой структуры [49]. От поверхности к основанию таких потоков примерно на три четверти их мощности отмечается постепенное возрастание количества MgO , а затем его убывание к основанию потока. Следует вместе с тем отметить, что в ряде случаев, в том числе в относительно мощных потоках перидотитовых коматитов, представленных различными их структурными разновидностями, химический состав пород практически постоянен [74].

Особенно большие изменения химического состава наблюдаются, естественно,

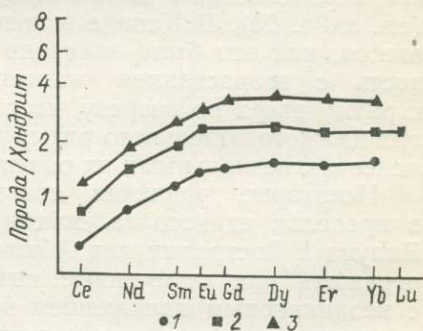


Рис. 43. Нормализованное по отношению к хондриту распределение редкоземельных элементов по разрезу потока перидотитовых коматитов [50].

1 — коматиты со структурой спинифекс; 2 — верхняя закаленная часть потока; 3 — нижняя зона массивных порфирированных коматитов.

в сложнодифференцированных мощных потоках и покровах исходно ультраосновных вулканических пород [45, 47]. Верхние части таких потоков представлены «закаленными», со структурами спинифекс ультраосновными вулканитами с содержанием около 20 вес. % MgO. К центральной части потоков наблюдается смена ультраосновных пород основными, а в базальной части потоков преобладают пироксеновые и оливиновые кумулятивные порфиновые породы, содержащие до 35 вес. % MgO (табл. 26).

Таблица 26

Состав сложнодифференцированного потока перидотитовых коматиитов из зеленокаменного пояса АбитибИ, Канада [75]

Зоны	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	44,40	0,44	9,20	11,70	0,23	18,80	10,80	0,13	0,00
2	48,80	0,55	12,20	11,10	0,19	11,50	11,30	1,17	0,02
3	50,60	0,84	13,30	13,30	0,23	7,50	9,90	1,12	0,21
4	50,70	0,47	13,10	10,10	0,19	10,10	10,30	1,55	0,01
5	47,50	0,39	6,21	8,90	0,23	18,60	14,20	0,29	0,00
6	40,80	0,10	3,57	9,90	0,14	34,50	3,16	0,06	0,11
7	42,80	0,35	8,00	11,00	0,22	22,50	8,30	0,09	0,04

Примечание. Все железо приведено в закисной форме. Положение зон в потоке показано на рис. 42.

Изменения химического состава ультраосновных вулканитов по разрезу вулканических комплексов с тенденцией последовательного возрастания их магнезиальности во времени наиболее четко прослеживаются в группе Онвервахт Южной Африки. Показательно в этом отношении, например, различие средних составов перидотитовых коматиитов формаций Сандспруит и Комати (см. табл. 23). В Канаде в поясе АбитибИ в районе Манро выявляется, как это было показано выше, более сложная закономерность с возрастанием магнезиальности вулканитов от ритма к ритму вверх по разрезу, но с последовательной сменой в пределах каждого отдельного ритма более магнезиальных пород кверху менее магнезиальными их разновидностями [49].

Некоторые различия составов ультраосновных вулканитов в пределах единого зеленокаменного пояса, например Норсмен-Вилуна в Австралии или АбитибИ в Канаде (см. табл. 23), могут отражать как отмеченные выше различия составов, связанные с неодинаковым положением этих пород в общей вулканической последовательности, так и латеральные вариации их составов.

Межрегиональные различия четко выявляются, в частности, на диаграмме АСМ (рис. 44) в неодинаковой ориентировке и веерообразном расположении полей ультраосновных вулканитов различных регионов, т. е. в регулярном различии для них отношения CaO/Al₂O₃. Степень вытянутости этих полей, их «анизотропия» демонстрируют различия в магнезиальности ультраосновных

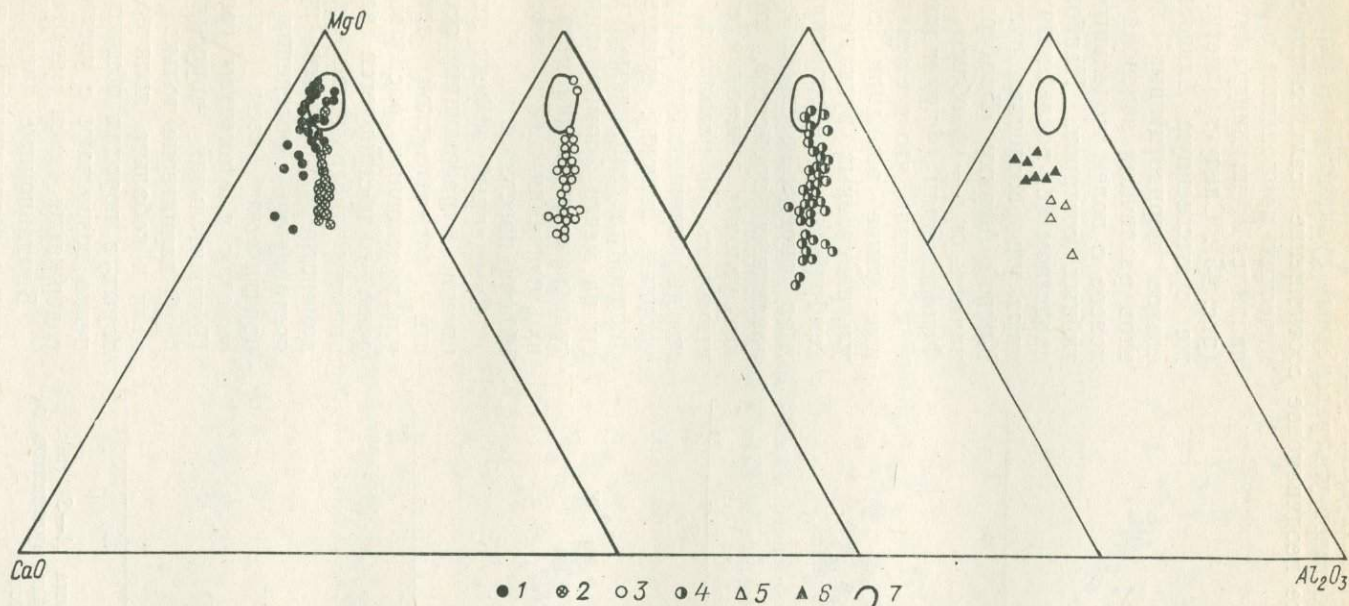


Рис. 44. Диаграмма Al_2O_3 —CaO—MgO (вес. %) для ультраосновных вулканитов зеленокаменных поясов.

1—6 — пояса: 1 — Южной Африки (Барбертон), 2 — Южной Африки (Белингве), 3 — Западной Австралии, 4 — Северной Америки (Канады), 5—6 — Фенноскандии (5 — Финляндии, 6 — Карелии); 7 — поле модельных мантийных составов.

вулканитов соответствующих регионов. Разная степень дифференцированности составов ультраосновных вулканитов отдельных регионов, а также неодинаковое соотношение «салических» и «фемических» компонентов в них выявляются и на диаграмме А—S (рис. 45). Следует отметить также существенную близость составов перidotитовых коматитов различных зеленокаменных поясов с полем модельных мантийных составов.

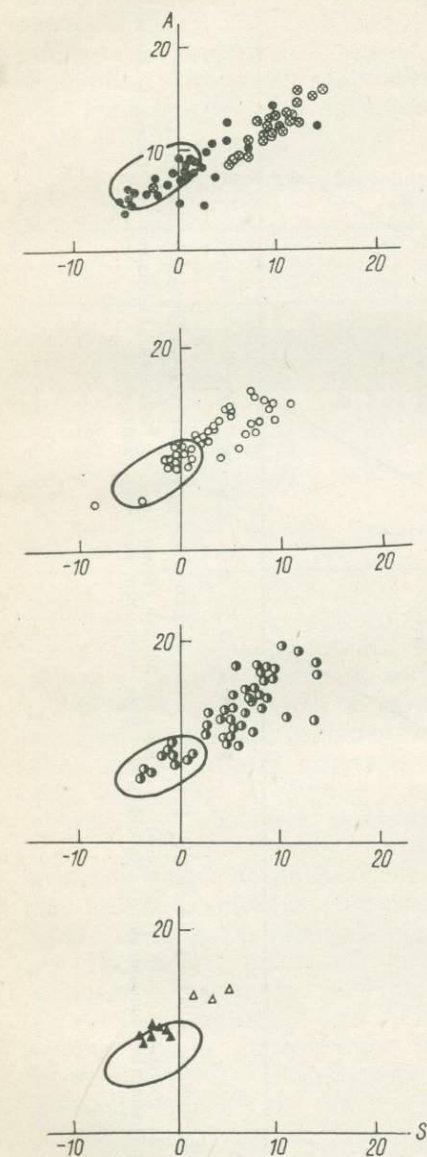


Рис. 45. Диаграмма А—S (вес. %) для ультраосновных вулканитов зеленокаменных поясов.

Усл. обозначения см. на рис. 44.

Наибольшим сходством с последними обладают ультраосновные вулканиты Южной Африки (Барбертон), а наименьшим — подобные породы Фенноскандии (Финляндии).

Очевидно, что все перечисленные выше вариации составов ультраосновных вулканитов докембрийских зеленокаменных поясов определяются сочетанием различных процессов, отражая как условия генерации соответствующих им расплавов, так и их дифференциацию на разных уровнях, включая кристаллизационно-гравитационные процессы на месте формирования ультраосновных вулканитов после их излияния или внедрения вблизи поверхности.

Суммарный эффект этих процессов, отражающий особенности магматической эволюции ультраосновных расплавов, хорошо иллюстрируется вариационными диаграммами, которые демонстрируют четкое противопоставление поведения MgO практически всем остальным окислам и элементам (рис. 46). Положительная корреляция с MgO характерна только для никеля и кобальта, количества которых в породах обычно постепенно возрастают с увеличением содержания окиси магния.

Вариационные диаграммы наряду с геологическими и петро-

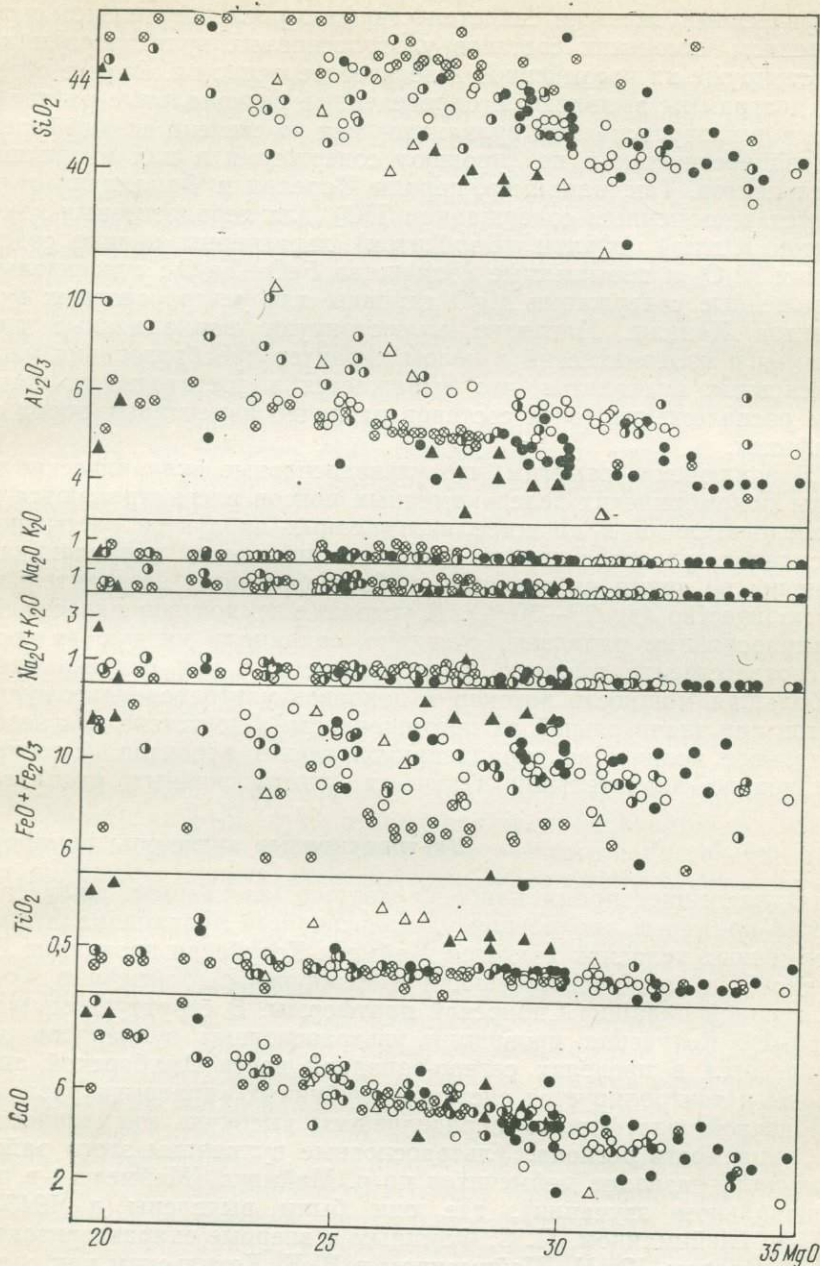


Рис. 46. Вариационная диаграмма MgO — окислы (вес. %) для ультраосновных вулканитов зеленокаменных поясов.

Усл. обозначения см. на рис. 44.

графическими данными свидетельствуют о последовательном и постепенном изменении составов ультраосновных вулканитов и демонстрируют их несомненное генетическое единство. Вместе с тем эти диаграммы выявляют и определенные региональные различия составов ультраосновных вулканитов как по степени их дифференцированности, так и по «уровню» содержания в них различных компонентов. Так, например, породы Карелии и Финляндии отличаются повышенным содержанием TiO_2 , для перидотитовых коматитов Южной Африки (Барбертон) характерны низкие содержания Al_2O_3 и повышенные количества $FeO + Fe_2O_3$; относительно пониженные содержания MgO типичны для ультраосновных вулканитов Канады. Наглядно иллюстрируют вариационные диаграммы и изохимический в целом характер преобразования ультраосновных вулканитов, что выражается в достаточно компактном расположении точек составов различно измененных пород на графиках.

В заключение отметим, что ультраосновные вулканические породы докембрийских зеленокаменных поясов рассматриваются их исследователями в качестве несомненных продуктов застывания расплавов ультраосновного состава, лишенных вкрапленников оливина во время их излияния либо содержащих незначительное их количество (до 20—50 %). В условиях земной поверхности эти ультраосновные расплавы, очевидно, сохраняли низкую вязкость и соответственно высокую флюидальность, с чем связана часто небольшая мощность потоков и покровов ультраосновных вулканитов при значительной их протяженности. Отсутствие или незначительное количество вкрапленников также, вероятно, благоприятствовало значительной текучести ультраосновных расплавов.

Ультраосновные вулканиты платформ

В настоящее время наиболее хорошо изученным, «классическим» примером проявления ультраосновного вулканизма в платформенных условиях является Маймечя-Котуйская провинция Полярной Сибири, расположенная в междуречье Маймечи и Котуя у северной окраины Сибирской платформы. В структурном плане Маймечя-Котуйская провинция ультраосновных вулканитов располагается в пределах северо-западной части Анабарской антеклизы и контролируется системой глубинных «краевых» разломов Сибирской платформы, определивших высокую магматическую проницаемость региона. Ультраосновные вулканиты этого района получили название меймечитов по р. Маймечя (Меймече — в первоначальном звучании), где они были выявлены в 1943 г. Ю. М. Шейнманном, П. С. Фоминым и впервые охарактеризованы Г. Г. Моором, Ю. М. Шейнманном и В. К. Котульским как специфическая полустекловатая разновидность дунита.

В дальнейшем меймечиты, как и вся ассоциация магматических образований региона, явились объектом пристального внимания многочисленных исследователей. Было показано, что «экзоти-

ческие» меймечиты являются местной разновидностью бесполовошпатовых богатых оливином пикритов, в ассоциации с которыми присутствует широкая гамма других типов пикритов, различающихся минеральными и структурно-текстурными особенностями [7, 10, 18]. Отсутствие общепринятой классификации и номенклатуры ультраосновных вулканитов привело к неоднозначному толкованию термина «меймечит» в работах различных авторов и к использованию наряду с ним таких терминов, как «пикрит», «пикритовый порфирит», «порфиرويدный перидотит», «меймечит-перидотит», для обозначения ультраосновных вулканических и субвулканических пород нередко одинакового или близкого состава.

Неоднозначно трактуются в ряде работ и термины «пикрит» и «пикритовый порфирит». Одни авторы различают их по степени раскristаллизации основной массы, другие по степени преобразования, понимая «пикритовые порфириты» в качестве измененных «палеотипных» аналогов пикритов [18]. В настоящее время исследователи магматизма Маймеча-Котуйского региона, рассматривая всю ассоциацию ультраосновных вулканитов провинции в качестве членов единого семейства пикритов, предлагают все-таки различать меймечиты и собственно пикриты (пикритовые порфириты). Л. С. Егоров и Н. П. Сурина, развивая представления Е. Л. Бутаковой, определяют меймечит как «высокомагнезиальный (богатый вкрапленниками оливина и серпентином в базисе) алкалитоховый пикрит, лишенный модалных и виртуальных алюмосиликатов, щелочных и гиперизвестковистых силикатов или продуктов их изменения» [18, с. 30]. Пикриты отличаются от меймечитов, как правило, лишь менее магнезиальным составом и (или) относительно повышенной щелочностью. Определенную условность таких подразделений отмечали Ю. Р. Васильев и В. В. Золотухин [10], которые подчеркивали необходимость исходить при определении пород из их генетического единства, так как состав ультраосновных вулканических и особенно субвулканических пород нередко существенно колеблется в пределах единых тел от «меймечитов» до «пикритов». Эти же авторы справедливо предлагают вообще ограничить применение термина «меймечит» и сохранить его, поскольку он стал уже привычным, местным термином, только для пород севера Сибирской платформы. «Все другие порфиرويدные бесполовошпатовые ультраосновные породы близкого минерального и химического состава следует классифицировать как пикриты или пикритовые порфириты» [10, с. 125]. В ряде работ термин «меймечит» используется в собирательном широком смысле для обозначения «всей природной ассоциации фациально и петрографически весьма близких между собой пород» [7, с. 474].

Меймечиты и пикриты (пикритовые порфириты) Маймеча-Котуйского региона приурочены к верхним частям разреза платформенного чехла, залегающего на архейском кристаллическом фундаменте. Они входят в состав вулканогенных континентальных образований пермо-триасового возраста, перекрывающих более древние морские осадочные и карбонатные отложения.

Вулканогенная толща, общая мощность которой оценивается от 2000 до 5000 м, представлена эффузивами с подчиненным количеством пирокластики. Она подразделяется на ряд свит (снизу вверх по разрезу): 1) правобоярскую, 2) арыджангскую, 3) коготскую, 4) дельканскую и 5) маймечинскую. Пикриты присутствуют в незначительном количестве в арыджангской свите и слагают верхнюю часть разреза дельканской свиты, которая согласно перекрывается меймечитами маймечинской свиты. Коготская, дельканская и маймечинская свиты прорваны многочисленными дайками и силлами пикритов и меймечитов.

По данным Л. С. Егорова и Н. П. Суриной, меймечиты нижней части разреза маймечинской свиты по своим петрографическим и химическим особенностям (пониженное содержание вкрапленников оливина и несколько повышенная щелочность) «являются переходными к согласно с ними залегающим пикритовым порфирирам дельканской свиты» [18, с. 22]. Следует отметить, что при общей тенденции увеличения количества ультраосновных вулканитов вверх по разрезу вулканогенной толщи и возрастания их магнезиальности в поле развития меймечитов в незначительном количестве присутствуют и пикриты. Ультраосновные вулканиты ассоциируют с пикрито-базальтами, трахибазальтами, щелочными базальтоидами и щелочно-ультраосновными эффузивами. На различных уровнях разреза вулканогенной толщи присутствуют авгититы. Особый интерес представляет маймечинская свита, полностью сложенная ультраосновными вулканитами.

Наиболее полная характеристика геолого-петрографических особенностей пород этой свиты содержится в работе Л. С. Егорова и Н. П. Суриной [18]. По их данным, выходы меймечитов протягиваются полосой длиной 25 км и шириной около 3—4 км при мощности толщи не менее 2 км. Предполагается по расчетным данным, что максимальная мощность маймечинской свиты достигает 3—3,5 км. Следует отметить, что эти цифры существенно расходятся с оценкой мощности маймечинской свиты в первые сотни метров по материалам других исследователей [10]. Свита отчетливо стратифицирована и представлена чередованием лав с резко подчиненным им количеством лавобрекчий, вулканических брекчий и горизонтами кристалло- и литокластических туфов, равномерно распределенных среди лав. По размеру кластического материала различают средне-, крупнообломочные туфы (с обломками до 1, редко до 5 см) и мелкообломочные, пепловые туфы с обломками менее 1 мм. Количество обломков в породе достигает 80—90%. Форма обломков неправильная, остроугольная, а иногда округлая — каплевидная. В некоторых прослоях туфов присутствуют крупные глыбы меймечитов — вулканические бомбы до 1 м в диаметре, количество которых, как правило, невелико и не превышает 10—40% от объема породы. Мощность горизонтов туфов обычно менее 5 м, преимущественно 0,1—0,5 м. Мощность отдельных покровов и потоков варьирует от 0,5 до 10 м. На их поверхности нередко наблюдаются шлаковые корки и зоны закалки.

Для отдельных потоков характерны флюидальные текстуры с субпараллельной ориентировкой вкрапленников оливина.

Выходы пород маймечинской свиты, по данным К. А. Жук-Почкутова, В. С. Гладких, Л. Н. Леонтьева, представляют собой фрагменты крупного вулканического центра с кольцевой кальдерой опускания, названного ими Гулинским [1965 г.]. Несмотря на убедительные свидетельства собственно вулканической природы образований маймечинской свиты, Ю. Р. Васильевым и В. В. Золотухиным лавовые меймечиты рассматриваются в качестве закалочной эндоконтактной (прикровельной) части пластинообразной Гулинской перидотит-оливинитовой интрузии [10]. Меймечитовые брекчии и туфы — «туфоподобные меймечиты», по мнению этих исследователей, образовались в результате дробления и серпентинизации массивных меймечитов на месте их внедрения. Подробное критическое рассмотрение этой гипотезы приведено в работе [18].

Пикриты (пикритовые порфириды), так же как и меймечиты, образуют лавовые потоки мощностью в первые метры и горизонты туфов, которые чередуются с основными и щелочно-ультраосновными вулканитами.

Наряду с вулканическими фациями меймечитов и пикритов, как было отмечено выше, в Маймеча-Котуйском регионе широко распространены дайки, силлы и небольшие штоки меймечитов и пикритов, которые детально охарактеризованы в ряде специальных работ Ю. Р. Васильева, В. В. Золотухина, А. Г. Жабина и Н. П. Суриной. Эти субвулканические тела меймечитов и пикритов, как правило, не выходят за пределы полей распространения соответствующих пород вулканических фаций и в незначительном количестве присутствуют среди перидотитов-оливинитов Гулинской интрузии. На отдельных участках, например в пределах поля маймечинской свиты, концентрация даек возрастает и они образуют «рои», причем простираемость их нередко совпадает с простираемостью лавовых потоков и покровов. Мощность даек и силлов обычно невелика, как правило, менее 1 м, реже до 3—5 м. Характерно присутствие тонких жил меймечитов и пикритов мощностью в первые сантиметры. Дайки чаще прямолинейные, реже извилистые и ветвящиеся. Падение их крутое — субвертикальное. Породы некоторых даек и силлов брекчированы. Контакты всех субвулканических тел с вмещающими породами четкие без заметных экзоконтактных изменений даже у наиболее мощных даек и штоков. Мощность закаленных афанитовых эндоконтактных зон обычно не превышает 3—5 см.

Выделяются тела массивного и полосчатого строения с чередованием зон, обогащенных и обедненных вкрапленниками оливина мощностью до 0,1—0,3 м. Весьма характерны линейные текстуры течения, которые определяются субпараллельной ориентировкой кристаллов оливина вкрапленников. В телах массивного сложения вкрапленники оливина распределены либо равномерно, либо их количество, а как правило, и размер возрастают от кон-

тактов к центру. Краевые части некоторых даек пикритов при этом нередко бывают обогащены амфиболом либо темной слюдой. В отдельных дайках и силлах присутствуют полнокристаллические включения до нескольких сантиметров в поперечнике, сложенные обычно крупными кристаллами оливина. Часть включений имеет четкие контакты с вмещающими их породами и рассматривается в качестве ксенолитов. Для другой группы включений характерны нечеткие границы с вмещающими их меймечитами. Они чаще встречаются в участках субвулканических тел, обогащенных вкрапленниками оливина, и, видимо, представляют собой гомеогенные включения. Для штоков и относительно мощных даек обычны переходы в их центральных частях от порфировых пород к порфировидным полнокристаллическим перидотитам.

Петрографо-минералогическим особенностям меймечитов и пикритов Маймеча-Котуйского региона посвящены работы многочисленных исследователей [7, 10, 18, 36 и др.]. Все разновидности ультраосновных вулканитов этого района характеризуются четко выраженными порфировыми либо порфировидными структурами (табл. V, *a* и *б*). Основным минералом вкрапленников является оливин, размеры кристаллов которого изменяются от 0,5 мм до 2—8 см, причем наиболее крупные кристаллы характерны для даек и силлов и концентрируются преимущественно в центральных их частях. Среднее содержание оливина в меймечитах состав-

Средние

Окислы	Оливины (31)		Клинопироксены (5)		Хромшпинелиды (15)	
	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>
SiO ₂			47,88	2,31		
TiO ₂	0,03	0,01	3,79	1,63	1,61	0,27
Al ₂ O ₃	0,13	0,08	3,19	0,79	6,16	0,57
Fe ₂ O ₃			1,38	1,92	18,60	5,06
FeO	8,28	1,61	5,63	1,75	12,57	2,61
MnO	0,14	0,04	0,12	0,04	0,42	0,04
MgO	50,67	1,3	14,24	1,39	13,23	1,76
CaO	0,45	0,09	22,32	1,66		
Na ₂ O	0,21	0,08	0,58	0,15		
K ₂ O			0,10	0,16		
Cr ₂ O ₃					49,03	5,35
NiO	0,38	0,05				

Примечание. Все минералы (кроме клинопироксенов) — по данным микрозондовых [36]. В скобках указано число анализов.

ляет 48 %. В богатых оливином разновидностях их количество изменяется в пределах 61—75 %, а в бедных — 21—35 %. В отдельных разновидностях пикритов (пикритовых порфиритах) количество вкрапленников оливина уменьшается до 15 %. Содержание вкрапленников оливина существенно изменяется даже в пределах отдельных тел — в покровах, дайках и силлах.

Вкрапленники оливина представлены хорошо образованными идиоморфными, реже округлыми незначительно оплавленными кристаллами с извилистыми ограничениями. Иногда в них отмечается четкая спайность по (010). Вкрапленники оливина нередко содержат многочисленные мелкие кристаллы хромшпинелидов и включения расплава. Ю. Р. Васильевым [8] отмечены удлиненные и скелетные формы кристаллов оливина, что наряду с расплавленными включениями свидетельствует о быстрой кристаллизации этого минерала. Мелкие кристаллы оливина обычно нацело серпентинизированы. Более крупные кристаллы часто «свежие» и лишь по периферии замещены хризотилом и лизардит-хризотилом. Оптические параметры оливинов: $N_g = 1,680 \div 1,698$; $N_p = 1,644 \div 1,660$. По данным исследования химического состава оливинов [8, 31, 36 и др.] они представлены существенно магнезиальной разновидностью с вариациями фаялитового компонента от 6 до 18 % при преобладании 7—12 % (табл. 27). Микронзондовые определения свидетельствуют о некоторой неоднородности состава

Таблица 27

химические составы минералов меймечитов Маймеча-Котуйского региона (вес. %)

Феррихромиты (29)		Титаномагнетиты (39)		Магнетиты (13)		Ильмениты (2)
\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	
6,53	6,04	22,15	24,93	3,10	5,50	52,37
1,85	0,11	0,46	0,07	0,11	0,01	0,21
23,31	98,49	27,85	105,38	61,60	15,65	1,50
20,17	21,89	41,67	31,06	31,64	2,92	35,87
0,39	0,01	0,62	0,11	0,37	0,12	0,73
10,65	7,54	5,37	2,69	0,85	0,72	8,10
36,53	162,28	1,67	0,55	0,54	0,12	0,80
0,21	0,01	0,17	0,01	0,09	0,01	0,10

определений лаборатории ВСЕГЕИ; клинопироксены — по данным химических анализов [10,

в пределах отдельных кристаллов с обычным возрастанием железистости к их периферии [31]. Отмечается статистически незначительно более высокая магнезиальность оливинов даек и силлов по сравнению с составом такового из лав [8, 36]. Специфическими особенностями химического состава оливинов является относительно высокое содержание в них $\text{CaO} = 0,3 \div 0,7 \%$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,07 \div 0,14 \%$; NiO — до $0,43 \%$ и Na_2O — до $0,35 \%$, а также положительная корреляция CaO и FeO как по выборке анализов, так и в пределах отдельных зерен [31].

Весьма показательна также зависимость магнезиальности оливина меймечитов от общей магнезиальности пород [31]. Основная масса меймечитов витрофировая (показатели преломления реликтов стекла $N = 1,540; 1,632; 1,671$), микролитовая либо кристаллическизернистая. Наиболее хорошо раскристаллизованная основная масса характерна для средних частей покровов и относительно крупных субвулканических тел, а также их участков, обогащенных вкрапленниками оливина. Главными минералами основной массы являются игольчатые или короткопризматические кристаллы авгита, титан-авгита ($N_g = 1,722 \div 1,732$; $N_p = 1,668 \div 1,710$; $2V_{N_g} = 54 \div 60^\circ$), размер которых варьирует от $0,01$ до $0,5$ — 2 мм, и мелкие обычно хорошо ограниченные кристаллы титаномагнетита, а также микроскопические, «пылевидные» выделения магнетита (табл. 27). Количество пироксена составляет до 60% , а титаномагнетита до 20 — 30% основной массы. Иногда в основной массе присутствуют мелкие (до $0,1$ — $0,2$ мм) обычно нацело серпентинизированные зерна оливина, характеризующиеся повышенной относительно вкрапленников оливина железистостью (13 — 14% фаялитового компонента), повышенным содержанием CaO (до $0,9 \%$) и пониженным содержанием Cr_2O_3 (менее $0,5 \%$) [36]. В виде единичных зерен в основной массе меймечитов отмечен также перовскит. Эти минералы погружены в вулканическое стекло, как правило, нацело замещенное серпентином.

В меймечитах постоянно присутствуют миндалины, среднее содержание которых составляет 11% . В отдельных разновидностях меймечитов их количество достигает 15 — 20% . Максимальное количество миндалин характерно для меймечитов туфов. В них преобладают обломки стекловатых «пузырчатых» меймечитов [18]. Следует отметить, что разновидности меймечитов, обогащенные миндалинами, отличаются, как правило, плохо раскристаллизованными микролитовыми и витрофировыми основными массами. Наименьшее количество миндалин характерно для пород даек и силлов. Диаметр миндалин обычно не превышает 1 мм, редко он достигает 2 — 3 мм. Выполнены миндалины тонкочешуйчатым серпентином. Для крупных миндалин характерно концентрически-зональное строение. Ядерные их части сложены нередко карбонатом, а периферические — серпентином.

В пробах меймечитов кроме породообразующих присутствуют следующие акцессорные минералы: магнетит, хромит, сфен, апатит, биотит и флогопит, кальцит, ильменит, хромдиопсид, датолит,

циркон, рутил, халькопирит, пирит, а также гранаты — андрадит и альмандин ($N=1,780$). Упоминается присутствие и единичных зерен пироба ($N=1,739$). Наиболее распространенными акцессорными минералами меймечитов являются хромшпинелиды. Они представлены мелкими зернами (сотые, десятые доли миллиметра в поперечнике), включенными во вкрапленниках оливина и неравномерно распространенными в основной массе пород. Изредка хромшпинелиды образуют более крупные выделения до 0,5—1 мм как с правильными кристаллографическими ограничениями, так и округлой формы. Вокруг них иногда наблюдаются реакционные каймы минералов группы титаномагнетита.

Особенностями химического состава хромшпинелидов [10, 36] являются высокое переменное содержание в них $\text{Cr}_2\text{O}_3=36 \div 54\%$; $\text{TiO}_2=1,4 \div 2,1\%$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3=14 \div 24\%$ (табл. 27), а также положительная корреляция их магнезиальности и хромистости, характерная для шпинелидов вулканогенных ультрамафитов [2]. Наряду с охарактеризованными хромшпинелидами выявлена еще одна их разновидность, образующая сростки с магнетитами и представленная феррихромитами (см. табл. 27). Они образуют с титаномагнетитами статистически однородную серию с трендом, отвечающим изоморфным замещениям по схеме: $\text{Al, Mg, Cr} - \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}$ (см. рис. 21). Следует отметить, что в отдельных образцах может наблюдаться не вся гамма переходов от хромшпинелидов к магнетитам. Иногда в сростках фиксируются только крайние члены этого изоморфного ряда. Феррихромиты названной серии существенно отличаются от хромшпинелидов тех же пород, не образующих сростки с магнетитами, относительно более высоким содержанием в них железа, титана и более низким количеством магнезия и алюминия. Ильменит представлен мелкими единичными зернами. Особенностью его состава является относительно повышенное содержание магнезия (см. табл. 27).

Покриты (пикритовые порфириды), в понимании большинства исследователей, Маймеча-Котуйского региона близки по минеральным особенностям к меймечитам. Они отличаются от последних, как правило, пониженным содержанием вкрапленников оливина, присутствием вкрапленников и субвкрапленников клинопироксена и наличием в некоторых их разновидностях амфибола или слюды — биотита и флогопита. В основной массе и в миндалинах пикритов наряду с серпентином и карбонатом обычно присутствуют хлорит и изредка цеолиты. Среди акцессорных минералов постоянно наблюдаются сфен, перовскит, апатит. Структурной особенностью слюдяных и амфиболовых пикритов является их часто порфиристый характер и обычно существенная степень раскристаллизации. Следует отметить, что флогопит и биотит в незначительном количестве наблюдаются и в основной массе пород, которые классифицируются как меймечиты, однако первично-магматический генезис этих слюд рядом исследователей подвергается сомнению.

В пикритах, как и меймечитах, присутствуют сегрегации кристаллов существенно магнезиального оливина, аналогичного по составу оливинам вкрапленников этих пород. По своим петрохимическим особенностям меймечиты и пикриты (пикритовые порфириды) являются типично ультраосновными породами. Они содержат менее 40 % SiO_2 и более 18 % MgO (табл. 28). В их нормативном составе преобладают оливин и гиперстен и лишь изредка в наиболее щелочных разновидностях появляется нормативный нефелин. Характерно также присутствие в нормативном составе меймечитов и пикритов, хотя и в незначительном количестве полевошпатовых компонентов.

Ультраосновные вулканиты региона неоднородны по химическому составу. Существенные вариации химизма наблюдаются даже в пределах отдельных тел, наиболее часто в дайках и силлах, что, видимо, связано с большей дифференцированностью слагающих их пород по содержанию магния и определяются главным образом различиями в количестве вкрапленников оливина. Относительно повышенная магнезиальность вкрапленников оливина ряда даек позволяет связывать специфику химизма последних не только с условиями приповерхностной дифференциации, но и с условиями генерации соответствующих расплавов. Значительные вариации характерны и для щелочей, особенно калия. Их количество изменяется как в пределах отдельных тел, обычно возрастая в приконтактовых зонах, так и в целом по толще. Показательны в этом отношении изменения щелочности меймечитов (табл. 29). По данным Ю. Р. Васильева и В. В. Золотухина [10], содержания щелочей в меймечитах колеблются в следующих пределах: $\text{Na}_2\text{O} = 0,03 \div 0,78$ %; $\text{K}_2\text{O} = 0,01 \div 0,65$ %.

Устанавливается определенная зависимость химизма ультраосновных вулканитов и от их фациальной принадлежности. Так, от туфов через лавы к породам даек и силлов закономерно возрастают содержания SiO_2 , Na_2O , K_2O , CaO , TiO_2 , FeO и уменьшаются количества MgO и Fe_2O_3 (см. табл. 28). От собственно эффузивных пород к субвулканическим наблюдается также увеличение содержания Zr , Rb , Sr , Ga и уменьшение содержания Cr , V , Co , W (табл. 30). Весьма примечательно, что тот же характер имеют и различия между меймечитами и пикритами. В последних содержится меньше MgO , Ni , Co , Cr , но больше SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , Zr , Nb , Rb , Sr , Ba , Ga . Сами пикриты также неоднородны по составу, причем все их минеральные разновидности по химизму связаны постепенными взаимопереходами с градационным изменением всех перечисленных выше окислов и элементов.

Общей тенденцией изменения химизма ультраосновных вулканитов во времени является смена пикритов относительно низкомагнезиальными и затем высокомагнезиальными меймечитами. Эта эволюция химизма ультраосновных вулканитов региона хорошо иллюстрируется вариационными диаграммами окислов в зависимости от содержания в породах MgO (рис. 47). С возрастанием

Химический состав ультраосновных вулканитов Маймеча-Котуйского региона
(вес. %))

Оксиды	Маймечинская свита						Дельканская свита	
	Туфы меймечитов (6)		Лавы меймечитов (44)		Дайки, силлы меймечитов (20)		Лавы пикритовых порфиритов (20)	
	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>
SiO ₂	36,40	1,05	37,04	0,98	37,78	1,12	38,92	1,18
TiO ₂	1,24	0,60	1,89	0,82	2,40	1,16	3,52	0,61
Al ₂ O ₃	2,61	0,75	2,09	0,79	3,33	1,34	4,42	0,91
Fe ₂ O ₃	6,44	1,72	6,56	1,76	4,90	1,76	7,83	2,14
FeO	5,70	1,44	6,64	2,24	8,11	1,88	7,09	1,88
MnO	0,13	0,02	0,19	0,07	0,18	0,05	0,25	0,15
MgO	32,32	1,52	32,19	3,00	29,41	6,70	21,01	3,06
CaO	3,15	0,84	3,97	1,52	5,81	2,99	9,23	2,25
Na ₂ O	0,13	0,04	0,19	0,15	0,31	0,18	0,65	0,39
K ₂ O	0,11	0,08	0,26	0,27	0,72	0,62	0,84	0,59

Примечание. В скобках приведено количество анализов.

Таблица 29

Химический состав меймечитов различной щелочности (вес. %))

Щелочность пород	N, %	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		FeO	
		\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>
Na ₂ O + K ₂ O < 0,2 %	38	36,95	1,12	1,31	0,46	2,17	0,71	8,19	1,77	6,00	1,39
Na ₂ O + K ₂ O = 0,2 ÷ 0,5 %	43	37,13	0,73	1,44	0,19	2,30	0,63	6,20	1,77	5,94	1,55
Na ₂ O + K ₂ O > 0,5 %	19	37,53	1,57	1,63	1,04	2,69	1,29	6,23	1,89	6,41	1,73

Щелочность пород	N, %	MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O	
		\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>
Na ₂ O + K ₂ O < 0,2 %	38	0,13	0,07	33,33	1,52	3,30	1,14	0,12	0,21	0,06	0,06
Na ₂ O + K ₂ O = 0,2 ÷ 0,5 %	43	0,16	0,09	33,61	3,61	3,47	1,85	0,16	0,10	0,17	0,01
Na ₂ O + K ₂ O > 0,5 %	19	0,17	0,11	31,70	4,39	4,62	1,89	0,74	0,73	0,66	0,61

Примечание. N — распространенность пород.

Содержание малых элементов в ультраосновных вулканитах Маймеча-Котуйского региона (г/т)

Элементы	Лавы меймечитов (27)		Дайки, sillы меймечитов (8)		Лавы пикритовых порфиритов (6)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
Ni	1770	255	1489	350	1470	276
Co	134	16	124	11	122	12
Cr	2230	416	1970	574	1800	394
V	182	57	164	131	238	77
Sc	9,6	4,0	15,4	3,8	15,0	4,1
Ga	9,2	3,2	12,7	3,7	13,2	2,2
Rb	15	13	31	24	28	25
Sr	370	140	688	215	632	217
Zr	185	57	261	83	263	47
B ₂ O ₃	52	46	40	26	85	86

Примечание. В скобках приведено количество анализов.

количества магния в ультраосновных вулканитах уменьшается содержание CaO, TiO₂, FeO+Fe₂O₃, Na₂O, K₂O, Al₂O₃ и крайне незначительно SiO₂. Несмотря на постепенный характер изменения химизма в ряду пикриты—меймечиты, выявляется и некоторая петрохимическая обособленность эффузивных разновидностей ультраосновных вулканитов дельканской и меймечинской свит. Следует отметить, что составы субвулканических пород охватывают весь диапазон вариаций составов меймечитов—пикритов, в значительной степени «затушеванная» их дискретность. Эта особенность хорошо иллюстрируется также диаграммами АСМ (рис. 48) и А—S (рис. 49). На них отчетливо выявляется и близость составов лав и туфов меймечитов к модельным мантийным составам. Диаграмма АСМ демонстрирует, кроме того, и постоянство соотношения CaO/Al₂O₃ во всех разновидностях ультраосновных вулканитов региона с резким преобладанием CaO над Al₂O₃ в их составе. Геохимическая специфика ультраосновных вулканитов Маймеча-Котуя выявляется при их сопоставлении с модельными мантийными составами (см. табл. 30). Они близки к последним по содержанию Ni, Co, Cr, Sc, но существенно обогащены некогерентными элементами—Ti, Zr, Sr, Rb, причем максимальные содержания этих элементов характерны для пикритов.

Слагая индивидуализированные тела, меймечиты и пикриты, как было отмечено выше, тесно ассоциируют с основными и щелочно-ультраосновными вулканитами. Они характеризуются некоторыми общими с ними геохимическими особенностями,

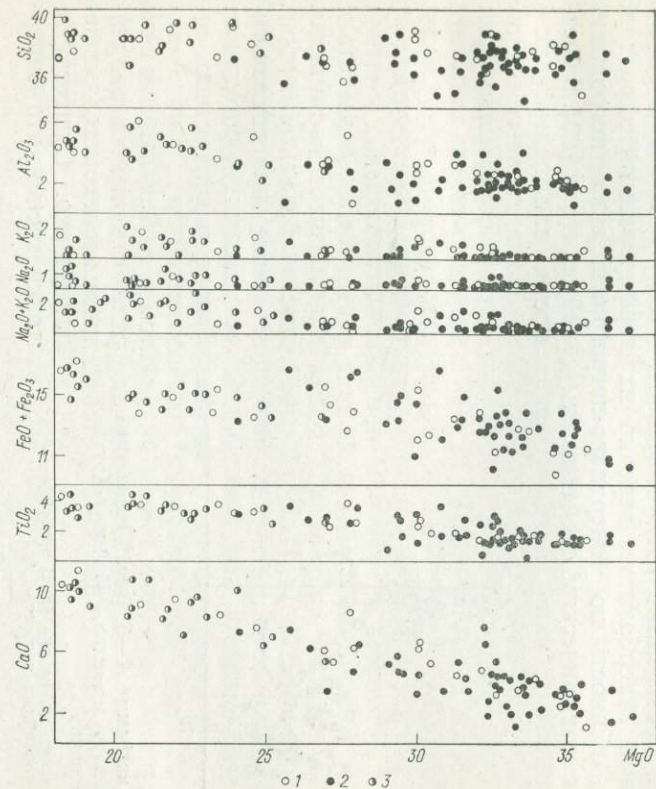


Рис. 47. Вариационная диаграмма MgO—окислы для ультраосновных вулканитов Маймеча-Котуйской провинции (вес. %). 1 — дайки и силлы меймечитов и пикритов; 2 — лавы и туфы меймечитов маймечинской свиты; 3 — пикриты дельканской свиты.

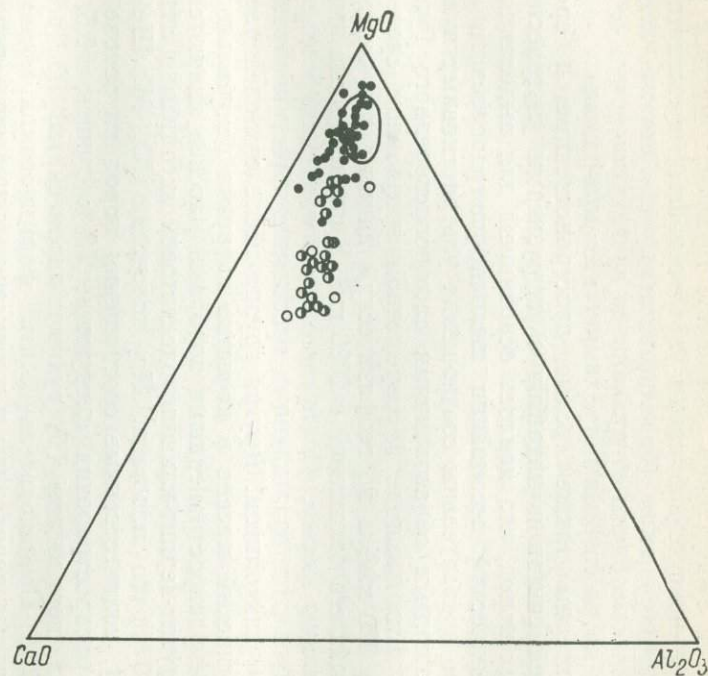


Рис. 48. Диаграмма Al_2O_3 —CaO—MgO (вес. %) для ультраосновных вулканитов Маймеча-Котуйской провинции. Усл. обозначения см. на рис. 47. В контуре — поле модельных мантийных составов.

в частности существенно обогащены титаном. Вместе с тем, несмотря на присутствие среди ультраосновных вулканитов пород с «промежуточными» (базальтоидными) свойствами, петрохимически они обособлены от вулканитов других типов, что четко фиксируется на различных петрохимических диаграммах.

Характерны также тесные пространственные и временные связи меймечитов и пикритов с интрузивами ультраосновных—щелочных пород, что явилось основанием для выделения вулканоплутонической ассоциации щелочно-ультраосновного состава. Наиболее показательны соотношения ультраосновных вулканитов с интрузивными образованиями сложнопостроенного Гулинского массива. Его площадь в современном эрозионном срезе оценивается в 500 км², а по геофизическим данным под чехлом перекрывающих его отложений в 2000 км². В плане массив имеет подковообразную форму. По представлениям одних исследователей, он является пологозалегающим трещинным пластинообразным телом либо лакколлитом. Другая группа исследователей рассматривает Гулинский массив в качестве интрузии центрального типа. Наиболее распространенными породами массива являются гипербазиты дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации, слагающие более 60 % его площади. По подсчетам Ю. М. Шейнманна [1961 г.], количественные соотношения пород на основе площадей их распространения следующие (%): дуниты 58,5, меймечиты 13,5, перидотиты 1,7, рудные пироксениты 1,3, щелочные породы 25,1. Последовательность их формирования: дуниты—верлиты—рудные перидотиты и пироксениты, щелочные породы. Характерны постепенные взаимопереходы между основными разновидностями гипербазитов, нередко их порфиоровидный характер, а также общность по минерально-петрографическим, петрохимическим и геохимическим особенностям с меймечитами [10]. В част-

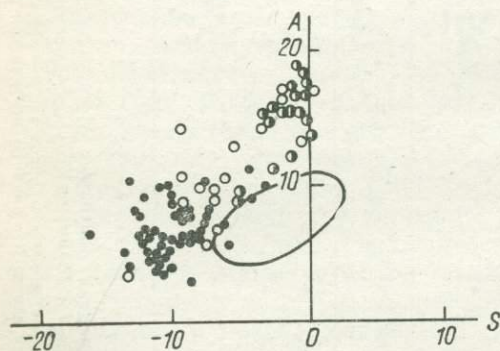


Рис. 49. Диаграмма А—S (вес. %) для ультраосновных вулканитов Маймеча-Котуйской провинции.

Усл. обозначения см. на рис. 47. В контуре — поле модельных мантийных составов.

ности, для гипербазитов и ультраосновных вулканитов весьма характерен клинопироксен, тогда как ортопироксен в них практически отсутствует.

Отмечается четкое контактовое воздействие гипербазитов на вмещающие их базальты с образованием плагиоклаз-пироксеновых роговиков. Вопрос о конкретных соотношениях гипербазитов с меймечитами и пикритами решается различными исследователями неоднозначно. Существуют точки зрения, что гипер-

базиты прорывают меймечиты и пикриты [7]; что гипербазиты перекрываются меймечитами [19]; что меймечиты представляют собой эндоконтактовую прикровельную часть массива, сменяясь к его подошве перидотитами и дунитами (первая интрузивная фаза), и слагают дайки (вторая интрузивная фаза) [10]. Эти различия представлений о времени формирования Гулинского массива не затрагивают, однако, общего мнения всех исследователей магматизма региона о генетическом единстве гипербазитов и ультраосновных вулканитов.

В пределах Гулинского массива присутствуют и щелочные породы — меллилитовые якупирангиты — мельтейгиты, малиниты — шонкиниты, меланефелиниты, нефелиновые и щелочные сиениты и др. Одни исследователи рассматривают их в качестве последующих после внедрения гипербазитов интрузивных фаз массива, другие считают, что формирование гипербазитов и щелочных пород разделено значительным временным интервалом, причем последние являются «самостоятельными» проявлениями магматической активности с широко развитыми явлениями щелочного метасоматоза [19]. Так, по мнению А. Г. Жабина, Гулинская интрузия рассматривается как «сложный комплекс, возникший при сочетании в пространстве разнообразных серий пород, которые нельзя считать единым комагматичным эволюционным рядом» [19, с. 159]. Вместе с тем заметим, что именно представления о генетическом единстве щелочных и ультраосновных пород, в том числе вулканических, явились основанием для выделения всей этой ассоциации в щелочно-ультраосновную формацию. В итоге без достаточных оснований меймечиты и пикриты в петрологической литературе стали рассматриваться в качестве эталонных вулканических членов этой формации.

В зависимости от различия представлений о генетическом единстве магматических образований Маймеча-Котуйского региона различно решается и вопрос о родоначальной для ультраосновных вулканитов магме. Ю. М. Шейнманном и К. М. Шихориной было высказано предположение, что ультраосновные породы образовались из ультраосновной исходной магмы, возникшей при селективном плавлении мантийного вещества, близкого по составу к меймечиту и давшей в ходе последующей эволюции все многообразие магматических образований региона. По представлениям других исследователей (Л. Н. Леонтьев и др.), ультраосновные вулканиты являются продуктом сложной дифференциации исходной щелочно-базальтовой или щелочно-базальтоидной магмы. Убедительное критическое рассмотрение этих гипотез, проведенное Л. С. Егоровым, показало, что «происхождение маймеча-котуйского комплекса не может быть удовлетворительно объяснено глубинной дифференциацией единой исходной магмы любого состава — меймечитового, щелочно-базальтоидного или щелочно-базальтового» [17, с. 139].

Несомненное образование ультраосновных вулканитов из расплава, постепенное возрастание их магнезиальности во времени

(пикриты — низкомагнезиальные меймечиты — меймечиты — высокомагнезиальные меймечиты даек) и петрохимическая обособленность от ассоциирующих с ними базальтов, распространенных в основании разреза ультраосновных вулканитов, заставляют считать наиболее приемлемой гипотезу самостоятельного генерирования ультраосновных выплавов из мантийного субстрата.

Важным прямым подтверждением формирования меймечитов и пикритов из расплавов ультраосновного состава являются данные, хотя пока и единичные, полученные А. В. Соболевым [36] о составе расплавленного включения в зерне хромшпинелида из меймечита, отражающем, очевидно, состав ранних этапов эволюции исходного расплава (%): SiO_2 — 39,8; TiO_2 — 3,8; Al_2O_3 — 3,8; FeO — 7,9; MgO — 28,9; CaO — 10,9; Na_2O — 0,8; K_2O — 1,3; Cr_2O_3 — 1,9.

Особенностью ультраосновных расплавов Маймеча-Котуйского региона в условиях земной поверхности была их высокая флюидность (несмотря на значительное количество вкрапленников), определившая маломощный характер покровов, даек и силлов меймечитов и пикритов, а также флюидално-полосчатый характер последних. Характерна также высокая газонасыщенность ультраосновного расплава, проявившаяся в присутствии туфов и широком распространении миндалекаменных разновидностей пород.

Общие закономерности формирования ультраосновных вулканических пород

Обобщение и анализ приведенных сведений о находках ультраосновных пород с явными признаками вулканического или субвулканического происхождения подтвердили реальность достижения ультраосновными расплавами земной поверхности и позволили выявить некоторые общие особенности состава этих образований и закономерности их формирования.

Из распространения и геологического положения ультраосновных вулканических пород следует, что ультраосновные вулканы, несмотря на незначительные масштабы их проявления и относительно редкую встречаемость, отнюдь не экзотические породы, а ультраосновной вулканизм не является индикатором какой-либо определенной, специфической тектонической обстановки. Ультраосновные вулканы формировались на щитах в пределах зеленокаменных поясов, в геосинклинально-складчатых системах на различных стадиях их развития, а также на платформах и в «наложенных зонах рифтогенеза». Общей особенностью проявлений ультраосновных вулканических пород является их связь с зонами повышенной проницаемости земной коры — системами крупных глубинных разломов, приуроченных преимущественно к зонам сочленения геоблоков различного строения. Эта общая особенность локализации ультраосновных вулканических пород была отмечена В. А. Баскиной, которая предложила выделять названные породы в составе формации «сквозных линеаментов» [5, с. 14].

Различия в степени проницаемости, связанные с общим тектоническим режимом, определяют в значительной степени форму проявления ультраосновных вулканических пород. Этапы «растяжения» земной коры благоприятствовали достижению ультраосновными расплавами земной поверхности и способствовали формированию лав, вулканических брекчий, гналокластитов и туфов. Подобная обстановка была характерна для формирования докембрийских зеленокаменных поясов, ранних стадий развития геосинклиналей и зон рифтогенеза. В условиях режима «сжатия» и соответственно меньшей проницаемости зон тектонических линейментов ультраосновные расплавы формировали преимущественно приповерхностные субвулканические тела, обычно сходные по составу с ультраосновными вулканитами, и лишь изредка достигали земной поверхности, образуя лавовые потоки и покровы. Такая тектоническая обстановка была обычной для поздних этапов развития геосинклинально-складчатых систем.

Широкий возрастной диапазон проявлений ультраосновных вулканитов свидетельствует о том, что ультраосновной вулканизм не был исключительно докембрийским явлением, как это считает большинство исследователей перидотитовых коматитов [67, 97]. Очевидно, что ультраосновные расплавы достигали поверхности Земли не только в архее и протерозое, но и в палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры, т. е. практически на всем протяжении формирования земной коры. Вместе с тем максимальные масштабы ультраосновного вулканизма характерны для наиболее древних этапов эволюции Земли, с которыми связано формирование зеленокаменных поясов.

Извержения ультраосновных вулканических пород происходили преимущественно в субаквальной, нередко глубоководной обстановке, определившей подушечное строение лавовых потоков и стратификацию вулканокластических пород, а также в ряде случаев их гналокластитовую структуру (Камчатка, Западная Австралия). Согласно экспериментам Р. Кларка и В. Файфа [1961 г.], именно подводные, глубоководные условия являются наиболее благоприятными для достижения ультраосновными расплавами земной поверхности. Известны, однако, проявления ультраосновного вулканизма и в субаэральной обстановке, например в Маймеча-Котуйском регионе.

Формирование ультраосновных вулканитов было связано как с трещинными извержениями (например, в пределах докембрийских зеленокаменных поясов), так и с извержениями центрального типа с образованием крупных вулканических центров (Маймеча-Котуйский регион) и небольших вулканических построек до 10 км в поперечнике (Камчатка).

Ультраосновные вулканиты слагают различные по форме, но, как правило, автономные тела нередко весьма крупных размеров. Это покровы и потоки различной мощности и часто большой протяженности, горизонты и толщины вулканокластических пород (вулканические брекчии, гналокластиты, туфы), дайки, силлы,

небольшие штоки и диатремы. Такое разнообразие форм ультраосновных вулканитов свидетельствует о многообразии способов достижения ультраосновными расплавами земной поверхности, их относительно малой вязкости, а иногда, видимо, и об их значительной насыщенности летучими компонентами.

Потоки и покровы часто характеризуются шлаковыми корками, зонами закалки, асимметричным строением вследствие кристаллизационной дифференциации *in situ*, а также полосчатостью, обусловленной дифференциацией течения. Широко проявленная дифференциация разного масштаба, выражающаяся в изменении минерального и химического состава пород, вообще весьма характерна для ультраосновных вулканитов. Значительный диапазон вариаций, образованных из исходно ультраосновного расплава пород, иногда со сменой ультрамафических пород мафическими наблюдается, как это было показано выше, в единых телах — в отдельных лавовых подушках, потоках, дайках и силлах. Такие изменения состава определяются главным образом процессами кристаллизационно-гравитационной дифференциации (в первую очередь «отсадкой» оливина), степень проявления которой зависит в значительной мере от динамики внедрения ультраосновных расплавов и мощности тел, которые они формируют. Соответственно наиболее широко процессы дифференциации проявлены в мощных субвулканических телах, возникших при относительно медленном поступлении и остывании порций ультраосновного расплава в приповерхностных условиях.

В условиях земной поверхности ультраосновные расплавы характеризовались значительной флюидалностью (часто несмотря на существенное количество минералов-вкрапленников), способствовавшей развитию процессов кристаллизационно-гравитационной дифференциации и определявшей большую протяженность и широкое площадное распространение потоков и покровов ультраосновных вулканитов, а также их флюидално-полосчатые текстуры.

**Особенности строения и состава
ультраосновных вулканических пород**

Ультраосновные вулканы из разных регионов имеют общие устойчивые минералого-петрографические и структурно-текстурные черты. Все ультраосновные вулканические породы характеризуются порфировыми, порфировидными, афировыми структурами, а также флюидально-полосчатыми и миндалекаменными текстурами. Общие структурные признаки ультраосновных вулканитов отражают их быструю кристаллизацию на месте внедрения. Соответственно наибольшая степень раскристаллизации и порфировидные структуры присущи субвулканическим телам ультраосновных вулканитов.

Широко распространены в ультраосновных вулканических породах скелетные, ажурные формы кристаллов оливина и (или) клинопироксена, часто образующих сложноблоковые и агрегатные сростки кристаллов структуры спинифекс. Наиболее характерны такие структуры для ультраосновных вулканитов докембрийских зеленокаменных поясов, но проявлены они и в пикритах различного возраста, образовавшихся в различных тектонических обстановках, например в пикритах Ньюфаундленда, Балкан, Средней Азии, Камчатки. Важная структурная особенность докембрийских ультраосновных вулканитов заключается в том, что структура спинифекс в них образована кристаллами как клинопироксена, так и оливина, причем часто значительного размера (макроспинифекс). Структура спинифекс фанерозойских пикритов представлена, как правило, небольшими кристаллами клинопироксена (микроспинифекс), а оливин присутствует в этих породах обычно лишь в виде вкрапленников.

Особенности структуры докембрийских ультраосновных вулканитов, вероятно, можно объяснить исходя из предполагаемого более высокого положения геоизотерм в докембрии, определившего возможность поступления на поверхность ультраосновных расплавов без кристаллизации оливина в глубинных условиях. Развитие скелетных форм кристаллов и формирование структур спинифекс преимущественно в породах краевых частей тел ультраосновных вулканитов обычно рассматриваются как следствие быстрого охлаждения высокомагнезиального силикатного расплава, его «закалки» на месте излияния или внедрения вблизи поверхности. Сходство этих структур со структурами высокомагнезиальных форстеритовых шлаков подтверждает их закалочный характер [61].

Структура спинифекс была воспроизведена также экспериментально на природных образцах перидотитовых коматитов [62]. Было показано, что в ходе опытов по плавлению и закалке этих пород в верхней части капсулы формировались игольчатые скелетные кристаллы оливина и клинопироксена в стекловатой массе, представляющие точное микромасштабное повторение структуры спинифекс. Интересно отметить, что в то же время в основании капсулы происходило заметное осаждение микрокристаллов оливина с образованием кумулятивного слоя оливина в интерстиционном стекле, демонстрирующее тенденцию дифференциации ультраосновных расплавов вследствие отсадки оливина. Структуры микроспинифекс с перистыми кристаллами оливина и клинопироксена были получены и в экспериментах Р. Кларком и В. Файфом [1961 г.] при плавлении и закалке серпентинитов.

Вместе с тем ряд следующих фактов противоречит образованию структуры спинифекс только в результате резкого охлаждения и быстрой кристаллизации расплава: 1) микро- и мелкозернистый характер структуры спинифекс в верхней закаленной части потока и постепенное возрастание размера кристаллов при удалении от его поверхности; 2) распространение пород со структурой спинифекс на значительную глубину в потоках перидотитовых коматитов; 3) зональный характер кристаллов, формирующих структуру спинифекс. Структуры, полностью аналогичные структурам спинифекс вулканитов, были обнаружены и в плутонических породах [Дональдсон К., 1974 г.]. Все эти данные свидетельствуют о том, что особенности роста кристаллов и их формы зависят не только от скорости охлаждения, но и от ряда других факторов [85]. К. Дональдсон в 1976 г. продемонстрировал зависимость формы кристаллов и типов структур спинифекс от степени пересыщения расплава. Им было показано, что развитие скелетных форм кристаллов определяется быстрым их ростом вследствие высокого нормативного содержания минералов соответствующего состава в расплаве в условиях его пересыщения этими компонентами. Быстрое охлаждение способствует переохлаждению и соответственно пересыщению расплава. Пересыщение может быть результатом и медленного охлаждения и незначительного переохлаждения расплава ниже перидотитового ликвидуса, который, как известно из экспериментов П. Уилли [1960 г.] в системе CaO—MgO—FeO—SiO_2 , имеет пологий наклон, что определяет кристаллизацию перидотитового расплава в небольшом температурном интервале. Пересыщение расплава может быть вызвано также резким изменением давления либо содержания летучих компонентов.

Таким образом, развитие структур спинифекс и вообще скелетных форм кристаллов оливинов, клинопироксенов, а иногда и рудных минералов, характерных для ультраосновных вулканитов, определяется как высокой скоростью охлаждения расплава, так и степенью его пересыщения соответствующими компонентами, с чем

связаны образование многочисленных ядер кристаллов и их быстрый рост.

Следует подчеркнуть, что наличие структуры спинифекс в перидотитовых коматиттах используется в качестве главного аргумента их некумулятивной природы и, следовательно, несомненного доказательства полного соответствия пород с этой структурой составам исходных «неосаженных» расплавов. Надо иметь в виду, однако, что породы со структурой спинифекс тесно ассоциируют с порфиристыми разновидностями ультраосновных вулканитов, обогащенными вкрапленниками оливина. По данным Д. Пайка и др. [89], соотношение этих двух структурных типов перидотитовых коматитов в лавовых потоках интерпретируется как результат внедрения ультраосновного расплава, содержащего в момент извержения определенное количество вкрапленников оливина, которые быстро оседали во время горизонтального течения потока ультраосновного расплава низкой вязкости, сосредотачиваясь у его основания. При этом в верхней части потока, лишенной вкрапленников, формировались породы со структурой спинифекс. Это объясняет смену различных структурных типов пород как по разрезу, так и по простираанию потоков. Степень развития зоны спинифекс в потоках будет зависеть от первоначальной концентрации фенокристаллов, температуры расплава в момент извержения, а также от мощности потоков и, следовательно, от времени, необходимого для охлаждения расплава и достижения им определенной вязкости, препятствующей осаждению кристаллов.

Можно предполагать, что появление вкрапленников оливина связано с заключительными этапами эволюции расплава и происходило в верхних частях магмоводов, а частично, возможно, и после излияния или внедрения расплава. Это косвенным образом доказывают данные Д. Льюиса и И. Вильямса [74], свидетельствующие об отсутствии различий в химическом составе структурных разновидностей перидотитовых коматитов единого потока: 1) со структурой спинифекс и 2) порфиристых разновидностей с вкрапленниками оливина. Подтверждается это и относительно небольшим размером, а иногда и небольшим количеством вкрапленников оливина в пикритах, поступавших на земную поверхность с максимальной скоростью (туфы, лавы), по сравнению с большим количеством часто очень крупных кристаллов оливина в дайках и силлах пикритов.

Для порфиристых разновидностей ультраосновных вулканитов характерны микролитовые и реже витрофирные структуры основной массы.

Вулканическое стекло обычно замещено серпентином либо серпентин-хлоритовым веществом и лишь в пикритах отдельных регионов оно иногда присутствует в малоизмененном виде, как, например, на Камчатке или в Маймеча-Котуйском регионе.

Характерными минералами ультраосновных вулканических пород являются оливин, клинопироксен, хромшпинелиды, минералы группы магнетита. Реже встречаются амфибол, флогопит, ильменит.

Ортопироксен нетипичен и присутствует крайне редко. Плагиоклаз в собственно эффузивных породах отмечен лишь в отдельных случаях и находится в их основной массе при относительно интенсивной ее раскристаллизации. В незначительном количестве плагиоклаз часто присутствует в пикритах из субвулканических тел, образовавшихся на поздних стадиях формирования геосинклинально-складчатых систем ряда регионов. Нередко в них он ассоциирует с амфиболом или флогопитом.

Общей особенностью состава оливинов ультраосновных вулканических пород является их высокомагнезиальный характер с содержанием форстеритового компонента от 80 до 96 % при преобладании 88—90 %. Подобные составы находятся в диапазоне таковых для оливинов полнокристаллических гипербазитов. Это свидетельствует об ультраосновном составе расплавов, родоначальных для ультраосновных вулканитов, и противоречит возможности формирования последних в результате дифференциации магмы основного состава. Действительно, экспериментальные исследования в системе дунит—базальт при атмосферном давлении [3] демонстрируют, что существенно магнезиальный оливин с содержанием форстеритового компонента 89—92 % кристаллизуется из расплавов дунитового и перидотитового состава, тогда как из базальтовых расплавов в этих условиях кристаллизуется оливин с содержанием форстеритового компонента менее 75—80 %.

Специфической особенностью оливинов ультраосновных вулканитов служит повышенное содержание в них кальция. Согласно данным Т. Симкина и И. Смита [92], содержание 0,1 % CaO в оливине является четкой статистической границей, разделяющей оливины из экструзивных и гипабиссальных пород ($\text{CaO} > 0,1\%$) и оливины из глубинных plutонических пород и мантийных ксенолитов в эффузивах ($\text{CaO} < 0,1\%$). Эта закономерность, как было показано ранее [31], находит объяснение в работах Д. Стормера [1973 г.], продемонстрировавшего, что увеличение содержания кальция в оливинах недосыщенных кремнеземом пород возможно при существенном снижении давления на фоне незначительного изменения температуры их кристаллизации. Важная роль давления в качестве регулятора количества кальция в оливинах при низкой активности кремнезема и высокой температуре расплава хорошо согласуется с высоким содержанием кальция в «закалочных» оливинах перидотитовых коматитов со структурой спинифекс, кристаллизация которых происходила в большинстве случаев непосредственно в условиях земной поверхности. Соответственно на основании всех этих данных можно предполагать, что повышенное содержание кальция и в порфириновых выделениях оливина ультраосновных вулканитов является свидетельством их относительно малоглубинной кристаллизации.

Большой интерес представляют, к сожалению, пока ограниченные данные об изоморфной примеси хрома в оливинах из ультраосновных вулканитов. Повышенные количества хрома, например, в оливинах из меймечитов Маймеча-Котуйского района (0,06—

0,11 вес. % Cr_2O_3), по мнению В. С. Соболева [1976 г.], являются свидетельством их глубинного происхождения. Представляется, однако, на основании относительно высокого содержания хрома в оливинах перидотитовых коматитов со структурой спинифекс, что вхождение хрома в состав оливина может быть следствием не только большой глубины кристаллизации, но и общего высокого содержания хрома в расплаве и отклонения условий кристаллизации от равновесных. Оно также может определяться низкой активностью кислорода в расплаве [31]. Высокое давление не является обязательным для объяснения значительных содержаний хрома в оливинах, это было подтверждено экспериментами по плавлению перидотитового коматита, где в оливинах, кристаллизовавшихся при $t=1700\div 1360^\circ\text{C}$ и $p=2$ кбар, содержание Cr_2O_3 составило 0,17—0,32 вес. % [62]. По данным Р. Фодора и К. Кейла [1976 г.], наблюдаемый захват хрома оливинами в условиях эксперимента при низких давлениях может быть объяснен отклонением условий кристаллизации от равновесных, в частности явлениями переохлаждения расплава.

Оливины ультраосновных вулканитов нередко характеризуются зональным строением обычно с возрастанием содержания железа, а иногда и кальция к периферическим частям кристаллов. Как показано Д. Стормером в 1973 г., такой тип зонального распределения кальция присущ оливинам, кристаллизовавшимся из резко недосыщенных кремнекислотой расплавов в эффузивных и субэффузивных условиях. Отметим, что, по данным Д. Стормера, оливины базальтов характеризуются иным типом зональности. С учетом валового состава оливинов пикритов это является дополнительным аргументом об их кристаллизации из расплава ультраосновного состава. Такая закономерность в отношении зональности оливинов из геосинклинальных и платформенных ультраосновных вулканитов была продемонстрирована Э. А. Ландой и др. [31], показавшими, что рассматриваемые породы не могли возникнуть в качестве «тяжелого остатка» при фракционировании оливинов из базальтовых расплавов.

На фоне общих особенностей составов оливинов ультраосновных вулканитов устанавливается и определенная их зависимость от условий образования пород. Как было показано выше, наблюдается отчетливая тенденция возрастания диапазона изменений состава кристаллов оливина и увеличение их размера от эффузивных пород к субвулканическим, что, очевидно, определяется динамикой внедрения соответствующих расплавов.

Намечаются и некоторые региональные различия составов оливинов, выражающиеся, например, в статистически несколько различной их магнезиальности или кальциевости. Такого рода различия были установлены, в частности, для оливинов геосинклинальных и платформенных ультраосновных вулканитов [31]. При этом незначительные различия в магнезиальности оливинов хорошо коррелируются с магнезиальностью вмещающих их пород (расплавов), из которых они образовались,— более магнезиальных для

платформенных условий по сравнению с геосинклинальными, т. е. для Маймеча-Котуйского региона по сравнению с Камчаткой. Различия в содержаниях кальция в оливинах ультраосновных вулканитов этих регионов отражают, вероятно, различную глубину их кристаллизации, статистически несколько большую для оливинов пикритов Камчатки по сравнению с меймечитами Маймеча-Котуйского района (среднее содержание СаО в оливинах соответственно 0,2 и 0,4 вес. %). Относительно большие глубины начала кристаллизации пикритов Камчатки подтверждаются и наличием в них гранатов широкого спектра составов, крайне редких для соответствующих пород Маймеча-Котуйского района.

Клинопироксены являются главными минералами основной массы ультраосновных вулканитов, кристаллизация которых происходила после излияния или внедрения ультраосновного расплава. По составу клинопироксены соответствуют преимущественно диопсид-авгитам, авгитам, реже титан-авгитам и эгирин-авгитам. Нередко пироксены характеризуются зональным строением с обогащением краевых частей кристаллов железом, а иногда и натрием. Общими особенностями состава пироксенов являются часто повышенные содержания в них алюминия и хрома. Устанавливаются существенные региональные различия состава клинопироксенов из ультраосновных вулканитов различных тектонических обстановок. Так, пироксены ультраосновных вулканитов докембрийских зеленокаменных поясов щитов заметно обогащены алюминием, закисным железом и обеднены кальцием и магнием по сравнению с пироксенами из ультраосновных вулканитов геосинклинально-складчатых систем и платформ. Вместе с тем для клинопироксенов платформ характерно значительное обогащение титаном, соответствующее общему высокому содержанию титана во вмещающих их породах. Учитывая сходные условия кристаллизации клинопироксенов ультраосновных вулканитов в поверхностной или приповерхностной обстановке, можно предполагать, что региональные различия их составов определяются в первую очередь особенностями состава соответствующих исходных расплавов.

Хромшпинелиды ультраосновных вулканитов характеризуются высоким содержанием хрома и трендом изменения их составов с положительной корреляцией содержания магния и хрома. Такой тренд в соответствии с данными экспериментов соответствует раннемагматическому выделению хромшпинелидов из ультраосновного расплава [69]. Он отражает специфику нормальной надкотектической или котектической (шпинель + оливин) кристаллизации ультраосновного расплава, идущей от более магнизальных и хромистых шпинелидов к более железистым и менее хромистым. Подобный тренд типичен также для шпинелидов базальтов, большинства расслоенных интрузий и гипербазитов оливинит-клинопироксенитовой ассоциации, но отличается от тренда с отрицательной корреляцией магнизальности и хромистости, обычного для шпинелидов дунит-гарцбургитовой ассоциации и ксенолитов

перидотитов в кимберлитах [2]. Характерна также корреляция составов хромшпинелидов с общей магнезиальностью пород, которая усиливается с возрастанием степени дифференцированности состава последних. Показательна также наблюдающаяся в ряде случаев четкая корреляция отдельных компонентов хромшпинелидов с содержанием таковых во вмещающих их породах. Примером подобного рода может служить зависимость содержаний титана в шпинелидах от его количества в породах Маймеча-Котуйского региона, Сихотэ-Алиня, Камчатки.

Региональные различия состава хромшпинелидов определяются изменениями содержаний в них Cr_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 и особенно соотношений закисного и окисного железа. Высокие содержания трехвалентного железа, превышающие в большинстве случаев содержания двухвалентного железа, характерны для хромшпинелидов геосинклинальных и платформенных ультраосновных вулканитов, тогда как резкое преобладание двухвалентного железа типично для ультраосновных вулканитов из докембрийских зеленокаменных поясов щитов. Эти различия в степени окисленности железа в хромшпинелидах, как было показано Э. А. Багдасаровым и др. [2], связаны с количеством летучих компонентов и их режимом в составе соответствующих расплавов, а также могут определяться общей обстановкой кристаллизации рассматриваемых пород из ультраосновных расплавов, выделение минеральных фаз в которых начиналось, видимо, в «открытых» магмоводах на относительно малых глубинах и, возможно, заканчивалось в условиях земной поверхности. С этих позиций можно предполагать, что хромшпинелиды раннегеосинклинальных и платформенных ультраосновных вулканитов кристаллизовались из относительно насыщенных летучими компонентами расплавов. Относительно более низкая степень окисленности железа в хромшпинелидах пикритов дайково-силловых комплексов поздних стадий развития геосинклинально-складчатых систем свидетельствует о слабом окислительном режиме начальных этапов кристаллизации этих пород. Это, вероятно, связано с большими глубинами начала кристаллизации минералов, а также большей степенью «закрытости» магмопроводов в подобных тектонических условиях.

Низкое содержание трехвалентного железа в хромшпинелидах перидотитовых коматинитов, указывающее на восстановительную обстановку среды, в которой происходила их кристаллизация, либо может быть связано с «сухостью» соответствующих расплавов, либо может отражать специфику состава архейской атмосферы, характеризовавшуюся восстановительным режимом, как это предполагают некоторые исследователи.

Характерной общей особенностью ультраосновных вулканитов является обрастание присутствующих в них хромшпинелидов минералами группы магнетита с образованием сложных минеральных серий. Наиболее детально в настоящее время эти минеральные серии изучены для раннегеосинклинальных и платформенных ультраосновных вулканитов на примерах соответствующих пород

Камчатки и Маймеча-Котуйского региона [24]. Для пикритов Камчатки выявлена серия феррихромитов—хроммагнетитов—магнетитов, а для пород Маймеча-Котуйского района (в соответствии с общей высокой их титанистостью) — серия титаноферрихромитов—титанохроммагнетитов — титаномагнетитов.

Хромшпинелиды описываемых серий отличаются от шпинелидов, не образующих сростков с магнетитами, обогащенностью железом и титаном и пониженными содержаниями магния и особенно алюминия. Экспериментальные исследования свидетельствуют, что образование подобного рода широких изоморфных серий при определенных условиях весьма характерно для шпинелидов, относительно бедных глиноземом [59]. Появление сложных серий феррихромитов и магнетитов в ультраосновных вулканитах объясняется реакционным взаимодействием между магматическим расплавом и ранее выделившимися хромшпинелидами, протекавшим в условиях возрастающего окислительного потенциала среды их кристаллизации [54]. Такого рода реакции имели место после кристаллизации высокомагnezияльных оливинов и «первичных» хромшпинелидов, определившей обогащение остаточного расплава железом и титаном. Принципиальная возможность такого непосредственного перехода в процессе кристаллизации магм от хромшпинелидов к магнетитам обоснована Т. Ирвайном в 1965—1967 гг.

Минералы группы магнетита весьма характерны для ультраосновных вулканитов. Они не только образуют сростки с хромшпинелидами, но и присутствуют постоянно в виде «самостоятельных» выделений в основной массе пород. Их образование происходило, вероятно, двояким способом: в результате реакции расплава с ранее выделявшимися хромшпинелидами и непосредственно при выделении из расплава. Различная обогащенность расплавов титаном определяла образование в породах одних регионов преимущественно магнетитов, в других — титаномагнетитов. Различия в содержании трехвалентного железа в магнетитах отражают различия в фугитивности кислорода, связанные, вероятно, с различным содержанием летучих компонентов в соответствующих расплавах. Так, меньшая «окисленность» титаномагнетитов ультраосновных вулканитов Маймеча-Котуйского региона по сравнению с магнетитами из пород Камчатки является дополнительным подтверждением относительно большей «сухости» расплава, из которого они формировались. Следует отметить, что рудные фазы с разным содержанием двух- и трехвалентного железа могут возникать и при одинаковой фугитивности кислорода в связи с неодинаковым содержанием титана в расплавах, как это следует из реакции $3\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{O}_2 = 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{TiO}_2$.

В заключение подчеркнем, что изменения состава кристаллических минеральных фаз ультраосновных вулканитов—оливинов, хромшпинелидов, магнетитов и клинопироксенов — носят закономерный характер. Закономерно изменяется и состав «остаточных» расплавов, фиксированных в вулканическом стекле и продуктах его раскристаллизации. Действительно, определения химических

составов вулканических стекол и расчеты их составов путем экстракции известного количества вкрапленников определенного состава из «валового» состава пород демонстрируют широкие пределы содержания MgO в основной массе ультраосновных вулканитов. Так, например, количество SiO_2 в основной массе эффузивных и субвулканических разновидностей меймечитов Маймеча-Котуйского региона колеблется от 24 до 13 % при практически неизменном содержании SiO_2 , равном 40—42 % [10]. Существенно меняется и состав основной массы ультраосновных вулканитов Камчатки, как это было показано выше. Все эти данные, по нашему мнению, исключают возможность интерпретации минералов-вкрапленников ультраосновных вулканитов как ксеногенных минеральных фаз и в значительной степени противоречат возможности кристаллизации названных выше минералов из расплавов исходного основного состава.

Переходя к рассмотрению петрохимических особенностей ультраосновных вулканитов, отметим, что для всех них характерны низкое содержание кремнезема и значительное количество магния. В их нормативном составе существенно преобладают оливин и пироксены, определяющие высокий цветовой индекс этих пород. Нормативные нефелиновые разновидности крайне редки. Характерно постоянное присутствие в нормативном составе ультраосновных вулканитов полевошпатовых компонентов, причем в ряде случаев отсутствуют значимые различия в их количестве для бесплагиоклазовых пикритов и пикритов, содержащих модальный плагиоклаз.

Общей особенностью пикритов являются также признаки, свидетельствующие об их относительной первичной обогащенности летучими компонентами: широкое развитие миндаляковых текстур, четкая зависимость интенсивности преобразования пород от количества в них миндалин, иногда присутствие амфибола или флогопита во вкрапленниках или в основной массе пород, а также отмеченные выше особенности состава рудных минералов.

Для ультраосновных вулканитов обычны значительные колебания химического состава, а также содержания малых элементов: в пределах отдельных тел, различных фациальных типов пород, внутрирегиональные и межрегиональные. Неоднородность составов в отдельных телах пикритов определяется процессами дифференциации *in situ* с существенной ролью отсадки оливина. Показательны также закономерные изменения щелочности (преимущественно за счет калия) в пределах единых тел и даже отдельных лавовых шаров и подушек, свидетельствующие о постоянном присутствии щелочей в составе исходных расплавов, их значительной подвижности и широком перераспределении при формировании пикритов.

Фациальные химические различия пикритов, как это следует из изложенного выше материала, связаны преимущественно с динамикой внедрения соответствующих расплавов, сохранивших свою «однородность» при быстром поступлении на поверхность

Земли и закалке в отличие от расплавов, претерпевавших существенную дифференциацию в связи с более медленным подъемом и длительным остыванием при формировании субвулканических тел. Внутрорегиональные различия состава пикритов связаны с условиями генерации соответствующих расплавов, которые определили, в частности, антидромный характер извержения ультраосновных вулканитов и увеличение их магнезиальности во времени, как это установлено для раннегеосинклинальных пикритов Камчатки, платформенных ультраосновных вулканитов Маймеча-Котуйского района и перидотитовых коматиитов зеленокаменных поясов щитов на примере Южной Африки (Барбертон). Определенное значение, вероятно, имели и различия в магматической проницаемости по простираанию единых тектонических структур.

Межрегиональные различия ультраосновных вулканитов связаны, по-видимому, с изменениями состава мантийного субстрата. В этом смысле показательно постоянство «региональных» отношений $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, в то время как между регионами наблюдаются различия этого важного для ультраосновных вулканитов отношения. Рассмотрение диаграмм АСМ для пикритов, образовавшихся в различных тектонических условиях, позволяет установить систематическое изменение соотношения в них $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ от ранних стадий развития геосинклинально-складчатых систем к поздним, свидетельствующее об увеличении роли глинозема.

Четкие межрегиональные различия устанавливаются в ряде случаев также и в содержании отдельных компонентов. Количество TiO_2 , например, значительно колеблется в раннегеосинклинальных пикритах Камчатки, Сихотэ-Алиня, Кипра, отражая различный уровень обогащения титаном исходных расплавов и соответствующих им мантийных субстратов, как это можно предполагать исходя из необходимо высокой степени плавления субстрата при образовании пикритов.

Для корректного выявления общих и частных колебаний химизма пород семейства пикритов в связи с их тектонической, возрастной, региональной и фациальной принадлежностью, а также для отделения пикритов от некоторых магматических образований близкого им состава нами использован статистический метод «главных компонент», модифицированный Л. Н. Дуденко.

При классификации пикритов и различного рода петрохимических построениях большое значение имеет знание закономерностей вариаций их составов. Наличие таких закономерностей (петрохимических трендов) в настоящее время не вызывает сомнений, но их количественный анализ затрудняется отсутствием соответствующей методики исследования многокомпонентных систем. Использование «классических» вариационных диаграмм позволило получить, как было показано выше, качественное представление о наиболее простых типах зависимостей между концентрациями отдельных химических элементов в пикритах. Однако все использующиеся в настоящее время способы петрохимических пересчетов и графического изображения составов обладают общим недостатком

ком. Выбор наилучших параметров или отбрасывание компонентов, несущественных при анализе вариаций, производится полунтуитивно. Поэтому в общем случае оказывается невозможным проверить оптимальность выбранных параметров и координат для построения диаграмм составов, а также количественно оценить возможные погрешности, связанные с потерей информации при использовании этих параметров. Объективное решение задачи изучения направлений вариации составов многокомпонентных систем (трендов) невозможно без привлечения математических методов многомерного анализа.

Одним из таких методов является метод главных компонент, в настоящее время широко применяемый в геологии. Названный метод позволяет представить исходные данные в виде, наиболее удобном для визуального анализа. Это достигается путем специального преобразования исходной системы координат и последующего рассмотрения только таких координатных осей, проекции исходных точек на которые характеризуются наибольшей изменчивостью. Эти ортогональные оси и называются главными компонентами изменчивости. Они характеризуют линейные комбинации элементов с учетом их взаимоотношений. В результате анализ многомерных данных сводится к анализу данных на плоскости при минимальных потерях информации.

Вся дисперсия системы сводится, таким образом, к нескольким главным направлениям изменчивости, отражающим согласованное поведение элементов. Для всех элементов рассчитывают коэффициенты корреляции с каждой компонентой, причем максимально скоррелированные с компонентой элементы определяют ее формулу и их выносят на графики. Группы элементов, приведенные на окончании каждой из компонентных осей, связаны между собой прямой зависимостью, а располагающиеся на противоположных концах осей — обратной зависимостью. Методика обработки данных обладает некоторой спецификой. Последняя сводится к следующему: исходные содержания представлены в атомных количествах на 100 атомов кислорода, а обработка данных по методу главных компонент проводится на основе ковариационных матриц. Все это позволяет выявить неискаженные соотношения между атомами элементов в трендах, а также проверить уравнения нейтральности суммарного заряда ионов в породах. С учетом особенностей дальнейшего анализа методика, разработанная Л. Н. Дуденко, включает следующие этапы.

1. Составление таблицы, включающей названия всех выделяемых по геологическим параметрам групп, охарактеризованных анализами, с указанием количества анализов в каждой группе и их порядковых номеров. Подготовка и ввод в память ЭВМ всех анализов в соответствии с этой таблицей.

2. Пересчет анализов в атомные количества на фиксированное число атомов кислорода.

3. Обработка всей выборки по методу главных компонент в режиме ковариационной матрицы с построением компонентной диаграммы в главной плоскости [39]. Выявление изолированных точек на диаграмме (бракованные анализы), их исключение и пересчет данных.

4. Оконтуривание на диаграмме фигуративных полей всех исходных групп; выявление полей со сходной ориентировкой; отдельная обработка по аналогичной методике каждой группы таких полей, построение компонентных диаграмм для каждой из них, новое разделение на группы и т. д., пока на определенном цикле не окажется, что на каждой из диаграмм изображены простые системы (т. е. системы, не разделяемые на подсистемы, отличающиеся по среднему составу или ориентировке главной оси вариаций).

5. Определение для каждой простой системы числа независимых трендов (осность, см. [39]), вариационных коэффициентов b_j ; (т. е. коэффициентов, отражающих степень участия каждого химического элемента в тренде) и пределов вариаций составов вдоль выявленных главных осей изменчивости (крайних элементов). Интенсивность вариаций (длина j -го тренда) характеризуется параметром A_j , а вес данного тренда по отношению к суммарным вариациям — параметром

$B_j = (A_j / \Sigma A_j) \cdot 100$ %. При этом учитываются погрешности указанных параметров как функции аналитических погрешностей.

6. Построение петрохимической классификации. По типу ведущего тренда выделяются серии пород, по характеру сопутствующих главному тренду вариаций — ряды, а по различиям в содержании элементов, не участвующих в тренде, — группы. При наличии резких различий в составе, но сходстве трендов группы объединяют в классы в пределах единой серии. Если одна выделенная группа объединяет несколько исходных совокупностей пород, различающихся интервалом вариаций составов (составом крайних членов), то такие исходные группы выделяют в самостоятельные парагенетические типы и характеризуют составом крайних членов и длиной тренда (параметр A). Следовательно, различия в составе отражают классы, группы и парагенетические типы, а в характере тренда — серии и ряды. Результаты классификации оформляют в виде таблицы.

7. Построение одной или нескольких компонентных диаграмм в главных плоскостях, на которых оконтуривают поля всех выделенных серий, классов, рядов, групп и парагенетических типов. Эти диаграммы служат, с одной стороны, для наглядного изображения особенностей вариаций составов изучаемых пород, а с другой — для диагностики новых анализов. Способ нанесения новых анализов на компонентные диаграммы изложен в работе Л. Н. Дуденко и др. [39]. Используемые при этом координаты начала x и y выносят на диаграммы. Кроме того, на каждую диаграмму должны быть нанесены длины вариаций вдоль двух главных осей (A_1 и A_2), отражающие степень дифференцированности составов, и веса двух первых осей (B_1 и B_2), сумма которых является показателем представительности главной плоскости при анализе вариаций.

При исследовании особенностей химического состава пикритов с применением охарактеризованной выше методики использованы данные, характеризующие перидотитовые коматииты и пикриты зеленокаменных докембрийских поясов Африки, Австралии, Америки и Евразии; пикриты и гипербазиты предположительно вулканического происхождения ранних и поздних стадий формирования геосинклинально-складчатых систем СССР и зарубежных территорий; меймечиты и пикриты Сибирской платформы; океаниты и океанит-анкармиты о. Лорд-Хау Тихого океана, а также кимберлиты Якутии и различных провинций Африки (табл. 31). Таким образом, в выборку вошли пикриты, сформировавшиеся в различной тектонической обстановке, и такие «родственные» им, по представлению ряда исследователей, образования, как океаниты, анкармиты и кимберлиты. О фациальной принадлежности пород можно судить по данным, приведенным в табл. 33. Всего использовано 390 химических анализов, из которых 47 характеризуют средние составы кимберлитов отдельных полей и трубок. Анализ материала по принятой методике проведен совместно с Л. Н. Дуденко.

Результаты обработки химических анализов приведены в табл. 32, 33, а компонентная диаграмма объединенной выборки в главной плоскости — на рис. 50. По ведущему тренду выделены пять серий пород. Семейство пикритов принадлежит к серии I с трендом $Mg/(Ca + Al)$, что подтверждает принципиальное значение соотношений MgO , CaO и Al_2O_3 для петрохимической эволюции пикритовых расплавов и указывает на правильность применения эмпирически выбранной диаграммы АСМ. К пикритам близки породы Норильского района (серия II), которые попадают в поле пикритов, но отличаются от них характером тренда,

а именно отсутствием Al и большей ролью Fe^3 и Fe^2 . Возможно, эта специфика связана с тем, что изученные норильские «пикриты» являются измененными и оруденелыми породами. По составу они наиболее близки к типу II серии I. Серию III составили вулканические гипербазиты Восточного Урала и Средней Азии (главный тренд $Mg/(Fe^2 + Al)$), которые образуют отдельное поле, практически неперекрывающееся с полем пикритов. Серии IV и V представлены соответственно кимберлитами Якутии и Африки. Примечательно, что кимберлиты Якутии существенно отличаются от кимберлитов Африки как ведущим трендом (Mg/Ca в первом случае и $Mg/(Si + Al)$ — во втором), так и составом, т. е. значительно бóльшим содержанием Ca и меньшим Si и Al. В серии африканских кимберлитов по содержанию магния в крайних членах выделились два парагенетических типа, соответствующие двум кимберлитовым провинциям: Либерия (20) и Калахари (19). Как видно на рис. 50, поле якутских кимберлитов в главной плоскости полностью отделено от поля пикритов серии I и лишь в незначительной мере перекрывается полями африканских кимберлитов. Поля последних, особенно кимберлитов Либерии, образуют значительную область перекрытия с пикритами.

Рассмотрим серию I собственно пикритов, компонентная диаграмма которой приведена на рис. 51. На этом рисунке по особенностям состава отчетливо выделяются два класса пикритов.

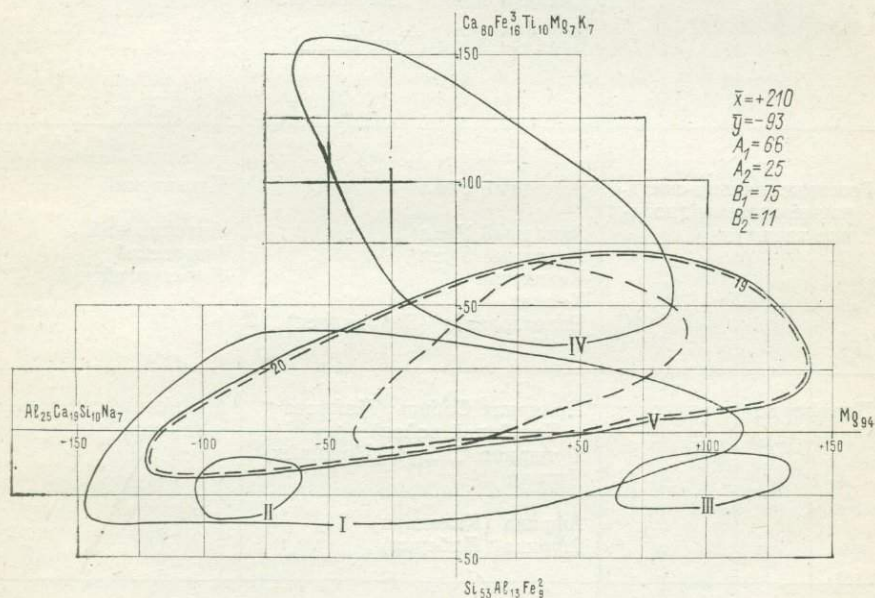


Рис. 50. Компонентная диаграмма объединенной выборки ультраосновных вулкаников и «родственных» им пород.

Сплошные линии — поля серий I—V, штриховые линии — поля парагенетических типов 19, 20 серии V (здесь и на других диаграммах номера полей в соответствии с табл. 32).

Тектоническая обстановка	Район проявления	Комплекс, свита
Зеленокаменные пояса щитов	Южная Африка Западная Австралия Северная Америка (Канада) Евразия (Финляндия) Евразия (Карелия)	Группа Онвервайт Суйсарский
Геосинклинально-складчатые системы (ранние этапы)	Камчатка Сихотэ-Алинь Кипр Восточный Урал Средняя Азия (Северный Памир) Средняя Азия (Тянь-Шань)	Кумрочский Джаурский
Геосинклинально-складчатые системы (поздние этапы)	Западный Урал Западный Урал Западный Урал Казахстан Кавказ Чехословакия (Баррандиен)	Кусьинский Антипинский Патокский Каратургайский
Платформа	Полярная Сибирь (Маймеча-Котуйский район) Полярная Сибирь (Норильск) Якутия Африка (Калахари) Африка (Либерия)	Маймечинская, дельканская
Океанические острова	Тихий океан, о. Лорд-Хау	

Характеристика исследованных выборок

Возраст	Авторские названия пород	Число анализов	Номер ряда	Номер парагенетического типа
Архей	Перидотитовые коматииты [76, 96]	15	3	6
„	Перидотитовые коматииты [74, 78, 85]	14	3	7
„	Перидотитовые коматииты [89]	3	2	4
„	Перидотитовые коматииты [80]	5	2	4
Протерозой	Пикриты (коллекция Л. Н. Дуденко)	7	2	5
Поздний мел—палеоген	Пикриты, меймечиты [35, 43] (коллекция В. К. Ротмана, Б. А. Марковского)	100	1—2	1—4
Триас — юра	Меймечиты (коллекция М. В. Мартынюка)	5	2	3
Триас (?)	Ультраосновные вулканиты [65]	3	2	4
Силур — девон	Вулканические гипербазиты [40]	4	9	17
Рифей (?)	Вулканические гипербазиты [30]	13	9	17
Силур — девон	Пикриты (коллекция Н. П. Михайлова, Ю. Л. Семенова)	9	5	9
Венд — кембрий	Пикриты (коллекция Л. И. Лукьяновой)	14	4	8
Ордовик	То же	17	5	10
Венд — кембрий	„	11	5	11
Пермь — триас (?)	Пикриты [28]	5	5	11
Юра	Пикриты [20, 33]	6	5	11
Силур	Пикриты [63]	6	5	11
Пермь — триас	Меймечиты, пикриты [10, 18] (коллекция Э. А. Ланды)	87	6—7	12—15
Триас	Пикриты (коллекция Л. Н. Дуденко)	21	8	16
Девон — карбон, триас — мел	Кимберлиты [14]	14	10	18
Мезозой	Кимберлиты [27]	9	11	19
Фанерозой	Кимберлиты [27]	25	11	20
Плиоцен	Океаниты, океанит-анкармиты (по данным В. В. Плошко и В. В. Калининко, 1965 г.)	4	5	11

Серия		Классы		Ряды		
Номер	Ведущий тренд	Номер	Параметр различия состава $CTE = \frac{Ca + Ti + Fe^3}{Si + Al}$	Номер	Сопутствующий тренд	Суммарный тренд
				2	$\frac{Mg}{Fe^2}$	$\frac{9Mg}{3Ca + 3Fe^2 + 2Al}$
				3	$\frac{Fe^3}{Si + Fe^2}$	$\frac{9Mg + Fe^3}{3Ca + 2Si + 2Al + Fe^2}$
				4	$\frac{Fe^3 + Si}{Al + Fe^2}$	$\frac{8Mg + Fe^3 + Si}{5Al + 2Ca + 2Fe}$
				5	$\frac{Mg}{Si}$	$\frac{9Mg}{3Al + 2Si + Ca}$ 1) $Fe^3/Fe^2 = 0,1$ 2) $Fe^3/Fe^2 = 0,6 \div 0,7$
		2	0,19—0,48	6	$\frac{Mg}{Fe^2}$	$\frac{9Mg}{3Ca + Fe^2 + 2Al}$
				7	—	$\frac{7Mg}{6Ca + Al}$

Классификация пикритов

Номер	Крайние члены	Парагенетические типы								Параметр А	Параметр В	Объем выборки
		Средние содержания элементов, не участвующих в замещениях										
		Si	Ti	Al	Fe ^s	Fe ²	Ca	Na	K			
1	$\frac{Mg_{28}Ca_3Al_4}{Mg_{24}Ca_6Al_5}$	27	—	—	2	4	—	0,5	1	2	75	5
2	$\frac{Mg_{26}Ca_5Al_4}{Mg_{20}Ca_{10}Al_5}$	28	—	—	2	3	—	0,5	—	2,5	56	13
3	$\frac{Mg_{34}Ca_3Al_3Fe_4^2}{Mg_{28}Ca_5Al_5Fe_5^2}$	27	—	—	1	—	—	0,5	—	2	63	15
4	$\frac{Mg_{34}Ca_2Al_3Fe_2^2}{Mg_{24}Ca_5Al_6Fe_4^2}$	27	—	—	2,5	—	—	0,5	0,5	3	79	84
5	$Mg_{29}Ca_4Al_3Fe_5^2$	27	0,5	—	3	—	—	0,5	—	2	47	7
6	$\frac{Mg_{35}Ca_2Al_1Fe_2^2Fe_3^3Si_{27}}{Mg_{28}Ca_4Al_3Fe_6^2Fe_1^3Si_{28}}$	—	—	—	—	—	—	—	—	3	70	15
7	$\frac{Mg_{32}Ca_3Al_3Fe_2^2Fe_3^3Si_{27}}{Mg_{27}Ca_4Al_5Fe_3^2Fe_1^3Si_{28}}$	—	—	—	—	—	—	—	—	2	85	14
8	$\frac{Mg_{27}Ca_1Al_4Fe_2^2Fe_4^3Si_{28}}{Mg_{19}Ca_5Al_7Fe_6^2Fe_3^3Si_{27}}$	—	1	—	—	—	—	0,5	0,5	4	74	14
9	$\frac{Mg_{33}Ca_2Al_3Si_{25}}{Mg_{21}Ca_4Al_7Si_{27}}$	—	0,5	—	1	7,5	—	0,5	—	4,5	88	9
10	$\frac{Mg_{30}Ca_2Al_4Si_{26}}{Mg_{22}Ca_3Al_5Si_{29}}$	—	0,5	—	3	4,5	—	0,5	—	3	54	17
11	$\frac{Mg_{30}Ca_2Al_3Si_{26}}{Mg_{14}Ca_4Al_{11}Si_{27}}$	—	0,5	—	2,5	4,5	—	1	—	5,5	90	45
12	$\frac{Mg_{37}Ca_1Al_1Fe_2^2}{Mg_{26}Ca_5Al_3Fe_6^2}$	25,5	1	—	3	—	—	—	—	3	75	49
13	$\frac{Mg_{35}Ca_2Al_1Fe_2^2}{Mg_{20}Ca_8Al_5Fe_5^2}$	25,5	1,5	—	2,5	—	—	0,5	0,5	6	92	19
14	$Mg_{22}Ca_7Al_4Fe_5^2$	26	2	—	3	—	—	1	1	1,5	56	7
15	$\frac{Mg_{25}Ca_4Al_3}{Mg_{19}Ca_8Al_4}$	26	2	—	4,5	3,5	—	0,5	0,5	3,5	84	12

Серия		Классы		Ряды		
Номер	Ведущий тренд	Номер	Параметр различия состава $CTF = \frac{Ca + Ti + Fe^3}{Si + Al}$	Номер	Сопутствующий тренд	Суммарный тренд
III	$\frac{Mg}{Fe^2 + Al}$		—	9	—	$\frac{9Mg}{4Fe^2 + 3Al}$
IV	$\frac{Mg}{Ca}$		—	10	—	$\frac{Mg}{Ca}$
V	$\frac{Mg}{Si + Al}$		—	11	—	$\frac{9Mg}{3Si + 2Al}$

В классе 2 объединились все разновидности платформенных пикритов Маймеча-Котуйской провинции, отличающиеся повышенными содержаниями Ca, Ti и Fe^3 и пониженными Si, Al. Именно эти различия отражает вторая главная ось вариаций (ось y на рис. 51). Поэтому в качестве параметра, характеризующего различия между классами, выбран $CTF = (Ca + Ti + Fe^3) / (Si + Al)$. Во всех парагенетических типах класса 1, за исключением специфического ряда 1, этот параметр не превышает 0,25, а в классе 2 не опускается ниже 0,19. Ряд 1 класса 1, как видно на рис. 51, является переходным по составу ($CTF = 0,16 \div 0,36$). Для всех типов

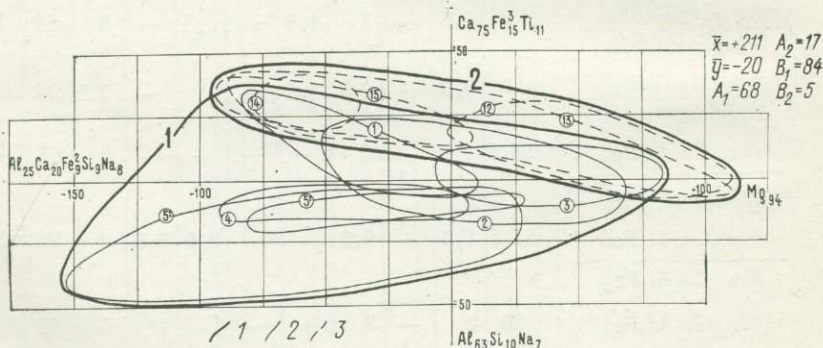


Рис. 51. Компонентная диаграмма пород семейства пикритов.

1 — поля классов 1, 2; 2 — поля рядов 1–5; 3 — поля парагенетических типов 12–15.

Номер	Крайние члены	Парагенетические типы										
		Средние содержания элементов, не участвующих в замещениях								Параметр А	Параметр В	Объем выборки
		Si	Ti	Al	Fe ³	Fe ²	Ca	Na	K			
16	$\frac{Mg_{23}Ca_3Fe_4^2Fe_5^3Si_{26}}{Mg_{19}Ca_7Fe_5^2Fe_1^3Si_{29}}$	—	0,5	7	—	—	—	1	0,5	3	37	21
17	$\frac{Mg_{39}Fe_1^2Al_1}{Mg_{34}Fe_3^2Al_3}$	27,5	—	—	2	—	1	0,5	—	2	74	17
18	$\frac{Mg_{36}Ca_6}{Mg_{22}Ca_{20}}$	23	1	3	3,5	2	—	—	1	6	72	14
19	$\frac{Mg_{39}Al_3Si_{21}}{Mg_{24}Al_5Si_{27}}$	—	1	—	3,5	2	6	0,5	1	5,5	85	9
20	$\frac{Mg_{36}Al_2Si_{22}}{Mg_{15}Al_8Si_{28}}$	—	1	—	4,5	2	5	1	1	7,5	80	25

класса 2 характерна большая роль Ca в тренде по отношению к Al, а для класса 1 (кроме рядов 1 и 2) — участие Si в тренде.

По типу сопутствующих вариаций в классе 2 выделены два ряда (6 и 7) по два парагенетических типа в каждом. В ряду 6 кроме ведущего тренда $Mg/(Ca+Al)$ проявлен тренд Mg/Fe^2 (этот же тренд типичен для ряда 2 класса 1), а в ряду 7 ведущий тренд — единственный (тот же тренд характерен для ряда 1 класса 1).

Ряды и парагенетические типы класса 1 изображены на отдельной компонентной диаграмме (рис. 52). В этом классе выделено 5 рядов. Как уже указывалось, первые два ряда по типу тренда сходны с классом 2. По составу они являются промежуточными. Выделенные в этих рядах 5 парагенетических типов приведены в табл. 32.

Ряд 3 класса 1, объединяющий перидотитовые коматиты Южной Африки и Австралии, отличается сопутствующим трендом $Fe^3/(Si+Fe^2)$ и максимальным в классе 1 отношением Mg/Al . В ряду 4 (пикриты кусьинского комплекса Урала) сопутствующий тренд $(Fe^3+Si)/(Al+Fe^2)$, а в ряду 5 — Mg/Si . По степени окисленности Fe (параметр Fe^2/Fe^3 в последнем ряду) выделяются две группы с различными фигуративными полями на рис. 51. В первой группе (тип 9), объединяющей пикриты Средней Азии, степень окисленности Fe слабая ($Fe^3/Fe^2=0,1$), а во второй (типы 10, 11), включающей пикриты Урала, Кавказа, Казахстана и Чехословакии, а также океаниты Тихого океана, она существенно выше ($Fe^3/Fe^2=0,6 \div 0,7$).

Номер парагенетических типов	Фациальная принадлежность, породы, район	К-во анализов	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃	
			\bar{x}	s	x	s	\bar{x}	s
1	Субщелочные пикриты даек и силлов (Камчатка)	5	41,92	0,67	0,32	0,13	5,04	0,62
2	Вулканические брекчии пикритов основания ультраосновного вулкана (Камчатка)	13	43,14	1,18	0,36	0,11	6,32	0,95
3	Пикритовые лавы (Камчатка), пикриты даек и силлов (Сихотэ-Алинь)	15	39,78	0,40	0,42	0,32	4,38	0,78
4	Вулканические брекчии и туфы пикритов вулканов и диатрем, дайки и силлы пикритов (Камчатка), перидотитовые коматииты (Канада, Финляндия), лавы, дайки, силлы пикритов (Кипр)	84	39,96	1,59	0,26	0,10	4,57	1,29
5	Пикриты лав суйсарского комплекса (Карелия)	7	39,81	0,50	0,69	0,11	4,09	0,97
6	Перидотитовые коматииты лав и силлов (Южная Африка)	15	42,30	1,66	0,36	0,29	3,02	0,78
7	Перидотитовые коматииты лав, туфов и силлов (Австралия)	14	40,91	1,33	0,23	0,03	4,85	0,54
8	Пикриты даек и силлов кусьинского комплекса (Урал)	14	39,93	1,54	1,49	1,17	6,44	2,47
9	Пикриты даек и силлов (Средняя Азия, Тянь-Шань)	9	39,19	1,42	1,06	0,48	5,49	1,34
10	Пикриты даек и силлов антипинского комплекса (Урал)	17	39,67	1,92	0,87	0,24	6,18	1,86
11	Пикриты даек, силлов, лав (Кавказ, Казахстан, Чехословакия), пикриты даек и силлов патокского комплекса (Урал), лавы океанитов (Тихий океан)	45	39,69	0,78	1,19	0,68	8,34	2,35
12	Меймечиты лав и туфов маймечинской свиты (Маймеча-Котуйский район)	49	37,01	1,00	1,68	0,77	2,15	0,78
13	Меймечиты даек и силлов (Маймеча-Котуйский район)	19	37,50	1,03	2,51	1,00	3,33	1,28

Средние химические составы парагенетических типов пикритов

Fe ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O	
\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>
3,37	0,85	7,60	0,58	0,23	0,04	27,00	1,59	5,74	1,15	0,44	0,45	1,21	0,67
4,43	1,68	5,71	1,30	0,13	0,01	23,11	1,56	9,46	2,36	0,29	0,23	0,15	0,20
2,97	1,07	7,81	1,86	0,17	0,04	31,13	1,69	5,02	0,82	0,20	0,09	0,16	0,07
5,02	1,55	4,85	1,62	0,14	0,02	29,46	2,52	4,73	1,41	0,20	0,15	0,34	0,47
5,11	0,98	7,53	1,61	0,24	0,15	28,26	0,99	5,33	0,77	0,20	0,15	0,14	0,14
4,39	2,08	6,00	2,16	0,14	0,06	31,09	2,95	4,40	1,20	0,17	0,15	0,04	0,04
4,75	1,16	4,37	0,78	0,17	0,04	30,60	1,26	4,37	0,76	0,15	0,09	0,03	0,04
6,26	2,07	7,92	1,89	0,11	0,08	23,22	2,47	4,59	1,47	0,40	0,26	0,33	0,39
1,91	1,44	13,28	1,99	0,26	0,10	26,85	4,11	4,37	0,82	0,34	0,37	0,19	0,27
5,94	1,87	8,10	2,20	0,11	0,09	25,55	2,08	3,37	1,00	0,29	0,25	0,10	0,07
4,99	1,76	7,82	1,46	0,19	0,06	22,53	5,53	4,24	1,22	0,92	0,80	0,24	0,22
6,29	1,39	6,79	2,20	0,17	0,07	32,56	2,29	3,82	1,41	0,17	0,15	0,22	0,24
5,15	2,12	8,36	2,02	0,18	0,04	28,56	5,39	6,04	2,80	0,26	0,13	0,66	0,55

Номер парагенетических типов	Фациальная принадлежность, породы, район	К-во анализов	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃	
			\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
14	Пикриты даек и силлов (Маймеча-Котуйский район)	7	39,18	1,22	3,58	0,40	4,85	0,84
15	Пикриты лав дельканской свиты (Маймеча-Котуйский район)	12	38,56	0,82	3,38	0,61	4,10	0,87
16	Пикриты даек, силлов и лав (Норильский район)	21	40,49	2,62	0,63	0,25	8,91	1,09
17	Кластические гипербазиты (Восточный Урал, Средняя Азия)	17	40,27	0,98	0,19	0,13	2,59	0,89
18	Кимберлиты (Якутия)	14	30,00	8,11	2,01	1,30	3,32	1,31
19	Кимберлиты (Калахари, Африка)	9	33,19	3,75	1,71	0,63	4,22	1,54
20	Кимберлиты (Либерия, Африка)	25	37,55	4,60	1,86	1,09	5,13	2,92

Проведенное исследование выявило единство ведущего тренда пикритов, подтвердив, таким образом, их общность и принадлежность к единой петрохимической серии. Специфика ведущего тренда Mg/(Ca+Al), типичного в «чистом виде» для наименее магнезиальных разновидностей пикритов, отражает главную их особенность как ультрамафитов с повышенным содержанием «базальтоидных» компонентов. При общности семейства пикритов в целом по типам сопутствующих трендов и особенностям состава

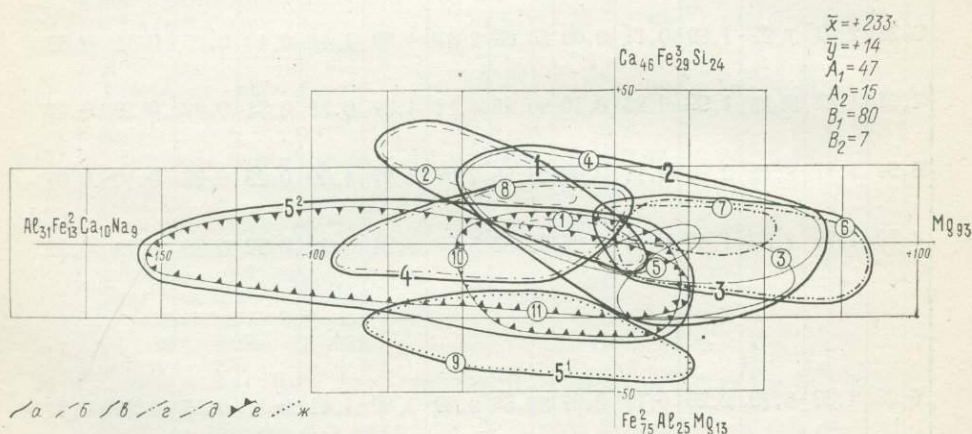


Рис. 52. Компонентная диаграмма пикритов класса I.

а — поля рядов 1–5; б–ж — поля парагенетических типов рядов: б — 1, в — 2, г — 3, д — 4, е — группы 2, ряда 5, ж — группы 1, ряда 5.

Fe ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O	
\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>
6,08	1,14	8,73	1,05	0,26	0,06	22,07	1,21	9,56	1,08	0,79	0,34	1,19	0,46
9,03	0,77	5,99	1,49	0,25	0,06	21,35	3,00	8,56	1,65	0,59	0,42	0,69	0,58
5,36	2,64	9,48	2,35	0,19	0,04	20,27	1,26	6,73	1,40	0,76	0,34	0,36	0,14
3,92	1,36	3,39	1,12	0,12	0,05	36,26	1,87	1,04	0,89	0,19	0,15	0,08	0,09
5,11	1,69	3,22	1,32	0,15	0,06	25,35	4,73	14,88	8,12	0,18	0,10	0,95	0,75
6,45	1,40	3,70	1,08	0,14	0,13	27,95	4,14	7,56	1,70	0,36	0,48	1,06	1,02
8,15	3,09	3,61	1,55	0,17	0,05	24,53	5,58	6,76	1,87	0,79	0,78	1,27	1,15

(различия в составах крайних членов и в содержаниях, не участвующих в замещениях компонентов) пикриты подразделяются на ряд разновидностей. Прямой корреляции этого разделения с генетическими и региональными особенностями пикритов в общем случае не наблюдается. Так, пикриты одного региона (Камчатка), представляющие генетически единую серию, попадают в различные ряды и типы совместно с пикритами других регионов, а пикриты из различных регионов или образовавшиеся в различной тектонической обстановке могут характеризоваться либо единством сопутствующих трендов (ряды 1 и 7, 2 и 6), либо близостью составов. Все это является дополнительным свидетельством общности пикритов как пород единого семейства. Вместе с тем намечаются и некоторые наиболее общие закономерности различия состава пикритов, в частности сформировавшихся в различной тектонической обстановке. По особенностям состава выявляется четкое различие платформенных пикритов Маймеча-Котуйского региона и всех остальных разновидностей пикритов, что выражается в их принадлежности к отдельному классу с повышенным содержанием в породах Ca, Ti, Fe³ и пониженным количеством Si и Al. Эти различия могут определяться, вероятно, как специфическими условиями генерации ультрамафических расплавов в платформенных условиях, так и особенностями субстрата пермо-триасовой палеомантии Маймеча-Котуйского региона.

Весьма примечательна близость состава пикритов различного возраста ранних этапов формирования геосинклинально-складчатых систем (Камчатка, Сихотэ-Алинь, Кипр) составу пикритов (перидотитовых коматиитов) докембрийских зеленокаменных поясов щитов, которые частично (Канада, Финляндия) объединяются

в составе не только единого ряда 2 с сопутствующим трендом Mg/Fe^2 , но, характеризуясь значительной близостью состава, относятся и к общему парагенетическому типу 4. Определенной спецификой отличаются перидотитовые коматиниты Африки и Австралии, обособившиеся в ряду 3 и характеризующиеся повышенной ролью Si, Fe в тренде, а также высоким отношением Mg/Al в составе пород. Хотя в целом эти отличия от раннегеосинклинальных пикритов и перидотитовых коматинитов других регионов и невелики (рис. 52), представительность выборки по Африке и Австралии позволяет рассматривать ряд 3 в качестве типично «коматитового», характерного для ультраосновных вулканитов зеленокаменных поясов щитов. Особенности состава пикритов этого ряда определяются в первую очередь, вероятно, относительно слабодифференцированным составом докембрийской палеомантии [67]. Существенной чертой пикритов ряда 3, косвенно подтверждающей это положение, является их низкая щелочность, особенно незначительное содержание калия. Принадлежность пикритов (перидотитовых коматинитов) Африки и Австралии к различным парагенетическим типам связана с их региональной спецификой, отражающей, вероятно, латеральную неоднородность состава докембрийской палеомантии, либо эволюцию ее состава во времени.

От раннегеосинклинальных пикритов и пикритов (перидотитовых коматинитов) докембрийских зеленокаменных поясов (ряды 1—3) существенно отличаются как типом трендов, так и составами (рис. 52) пикриты поздних стадий формирования геосинклинально-складчатых систем (ряды 4—5). Для пикритов рядов 4—5 характерны повышенная роль Si в тренде и относительно высокая степень «дифференцированности» в отличие от достаточно «примитивных» в целом составов пикритов рядов 1—3. Эта неоднородность состава пикритов отражается значениями параметра A , варьирующего в первом случае в пределах 3—5,5, а во втором — в пределах 2—3. Ряд разновидностей позднегеосинклинальных пикритов отличается также существенной ролью окисного железа (типы 10, 11), что связано, возможно, с повышенным количеством летучих в соответствующих расплавах. Это подтверждается и минеральным составом названных пикритов, содержащих в ряде случаев амфибол.

Характерными геологическими особенностями пикритов поздних стадий формирования геосинклинально-складчатых систем являются их формирование существенно в субвулканических фациях и постоянная ассоциация с породами основного состава, причем иногда в пределах единых сложнопостроенных тел. Это обстоятельство явилось основанием для выделения названных пикритов в составе так называемой пикрит-диабазовой формации. Следует отметить, что происхождение именно этих пикритов является предметом дискуссии, так как в отличие от других разновидностей пикритов особенно часто ставится под сомнение исходно ультраосновной состав соответствующих им расплавов. Проведенный петрохимический анализ этих пикритов в совокупности с данными

об их геологической специфике позволяет высказать некоторые генетические соображения.

Образование пикритов рядов 4—5 в основном на заключительных этапах формирования геосинклинально-складчатых систем в условиях преобладающего режима сжатия; преимущественно субвулканический тип проявления; присутствие в виде как автономных ультрамафических, так и сложнопостроенных тел с переходами к породам основного состава; петрохимические показатели неоднородности — все это при сходстве состава с другими разновидностями пикритов свидетельствует, по нашему мнению, об их происхождении из ультраосновных расплавов в обстановке, способствовавшей их интенсивной дифференциации. Это, в частности, обеспечивало благоприятные условия и для накопления летучих компонентов в соответствующих расплавах. Нельзя исключить, однако, в силу конвергенции признаков, сходства с собственно пикритами также близких им по составу пород иного происхождения, образовавшихся при дифференциации расплавов основного состава. В этом отношении, например, показательное присутствие в парагенетическом типе 11 пикритов патокского комплекса Урала, для пород которого Л. И. Лукьяновой [1978 г.] предполагается кумулятивное происхождение. Характерна и близость к парагенетическому типу 11 «пикритов» дифференцированных интрузий Норильского района, несмотря на то что они по особенностям тренда и не относятся к семейству пикритов.

Наряду с рассмотренными вариациями химизма пикритов, которые связаны с наиболее общими различиями в условиях их формирования, выявляются также фациальные и некоторые другие вариации химизма (табл. 31—33). Характерным примером фациальных различий является обособление в парагенетических типах Маймеча-Котуйского региона относительно «примитивных» пород — лав, туфов, с одной стороны, и «дифференцированных» разновидностей (даек и силлов) — с другой (соответственно парагенетические типы 12 и 13). Ряд особенностей состава пикритов, например, таких как различие пород маймечинской и дельканской свит Маймеча-Котуйского региона (типы 12 и 15) или пикритов нижних и верхних частей разреза последовательности ультраосновных вулканитов Камчатки (типы 2 и 3, 4), связан, как это будет показано ниже, с изменением условий генерации исходных расплавов или с вертикальной неоднородностью мантийных составов соответствующих регионов.

Особый интерес представляют данные о соотношении состава пород семейства пикритов в целом с близкими им по составу магматическими образованиями (см. рис. 50). В этом отношении важно наличие существенных различий между составами кимберлитов Сибирской платформы и Африки, отражающих, вероятно, в первую очередь различия мантийных субстратов этих областей. Несмотря на четкое различие состава всех разновидностей пикритов и кимберлитов Сибирской платформы, существенное пере-

крытие поля пикритов с полями африканских кимберлитов свидетельствует о принципиальной «близости» этих образований.

Важное диагностическое значение имеют петрохимические различия пикритов и кластических гипербазитов Восточного Урала и Северного Памира, для которых некоторыми исследователями предполагается вулканическое происхождение [30, 40]. Эти различия свидетельствуют о том, что последние не относятся к семейству пикритов. Соответственно возникают сомнения в собственно вулканической природе этих интенсивно серпентинизированных образований. Таким образом, наряду с геологическими и петрографическими появляются и петрохимические критерии различия ультраосновных пород разных типов.

Изучение ультраосновных вулканитов показало, следовательно, что, несмотря на существенные вариации состава, пикриты характеризуются общими структурными, минералогическими и петрохимическими особенностями, отличающими их от близких к ним по составу пород, например таких, как кимберлиты. Эти особенности наиболее логично связывать с тем, что пикриты кристаллизуются из специфических ультраосновных расплавов. Вопросам генезиса последних посвящены следующие разделы.

Ультраосновные и основные породы единых вулканических ассоциаций

Ультраосновные вулканиты, слагая преимущественно автономные тела, обычно являются членами вулканических ассоциаций совместно с различными типами базальтов, щелочных базальтоидов или со щелочно-ультраосновными вулканическими породами.

На ранних стадиях развития геосинклинально-складчатых систем ультраосновные вулканиты ассоциируют с базальтами, нередко обладающими повышенной калиевой щелочностью (Камчатка, Сихотэ-Алинь, Кипр), и занимают определенное место в верхних частях разрезов вулканогенных комплексов. Наиболее детально соотношения раннегеосинклинальных ультраосновных вулканитов и базальтов изучены на Камчатке, где установлена смена снизу вверх по разрезу базальтов меланобазальтами и авгититами, а затем пикритами, которые в свою очередь перекрываются низкомагнезиальными базальтами, андезито-базальтами и андезитами. Следует напомнить, что и сами пикриты неоднородны по составу и характеризуются возрастанием магнезиальности вверх по разрезу в соответствии с общей тенденцией антидромного развития, наметившейся в подстилающих их базальтах.

Все названные вулканические породы этого региона обладают некоторыми общими специфическими свойствами, свидетельствующими наряду с геологическими данными об их несомненных генетических взаимосвязях. Эта общность подчеркивается пониженным содержанием титана и часто повышенным содержанием калия в основных и ультраосновных вулканических породах, сходными особенностями их минерального состава — близостью со-

ставов клинопироксенов (см. рис. 17), присутствием в базальтах в незначительном количестве высокохромистых хромшпинелидов и пироп-альмандиновых гранатов, характерных для пикритов, а также отсутствием во всех разновидностях вулканитов ортопироксена. Вместе с тем пикриты Камчатки достаточно четко петрохимически обособлены от ассоциирующихся с ними базальтов, несмотря на присутствие незначительного количества «переходных» по составу пород, близких, в частности, к авгититам. Четкие признаки петрохимического родства и сходство некоторых особенностей минерального состава выявляются также соответственно для пикритов и базальтов Сихотэ-Алиня и Кипра, причем в этих районах также присутствуют породы промежуточного состава между ультраосновными и основными вулканитами (пикрито-базальты).

Пикриты поздних стадий развития геосинклинально-складчатых систем, слагающие преимущественно силлово-дайковые комплексы, как правило, пространственно ассоциируют с одновозрастными им субвулканическими телами базальтов и диабазов нормальной или повышенной щелочности, что давно было отмечено исследователями этих образований и явилось основанием для их объединения в пикрит-диабазовые ассоциации или формации. Характерно, что в составе последних присутствует ряд пород, широко варьирующих по содержанию магния — пикриты, пикрито-базальты, базальты. Они слагают как тела однородного состава, так и тела сложного строения с переходами от пикритов до базальтов. Следует подчеркнуть, что некоторые специфические особенности состава, такие, например, как повышенное содержание щелочей или титана, обычно присущи в каждом конкретном регионе всей совокупности пород пикрит-диабазовых ассоциаций.

Пикриты рифтовых зон также имеют отчетливые одинаковые петрохимические признаки с ассоциирующимися с ними базальтами, что выражается в их повышенной калиевой щелочности. Среди базальтов обычно присутствуют высокомагнезиальные разновидности.

Ультраосновные вулканиты зеленокаменных поясов щитов входят в состав мощных базальтовых комплексов, встречаясь на различных уровнях разрезов вулканических толщ, хотя большей частью они концентрируются в нижних частях этих толщ. С ультраосновными вулканитами (перидотитовыми коматинитами) ассоциируют преимущественно высокомагнезиальные базальты (базальтовые коматиниты). Общие петрохимические особенности этих образований определили их объединение в серию специфического состава — магнезиальную [45] или коматинитовую [96, 97]. Последовательность пород этой серии в разрезах может быть различной. Базальты, высокомагнезиальные базальты (базальтовые коматиниты) и так называемые пироксенитовые коматиниты, включающие породы, близкие к авгититам, как предшествуют появлению перидотитовых коматинитов, так и сменяют их вверх по разрезу. Иногда отмечается ритмичное изменение состава пород, причем

наиболее магнезиальные породы залегают в основании каждого ритма. Вулканиды коматиитовой серии в разрезах зеленокаменных поясов обычно сменяются толентовыми базальтами, иногда обладающими повышенной железистостью, которые выделяются в «толентовую серию». Последняя в свою очередь уступает место на более высоких стратиграфических уровнях вулканидам известково-щелочной серии.

Характерной особенностью всех разновидностей базальтов является их низкая щелочность, коррелирующая с таковой в ультраосновных вулканидах, которые они вмещают. Некоторые исследователи вулканидов зеленокаменных поясов развивают представления о генетическом родстве вулканических пород не только коматиитовой, но также толентовой и известково-щелочной серий [68, 72], что базируется на присутствии в их разрезах переходных по составу вулканических пород, закономерном прогрессивном обеднении вулканидов во времени магнием, повышенном содержании в них никеля и хрома, а также на их общей низкой щелочности. Для подтверждения генетического родства вулканидов привлекаются также минералогические данные, например отсутствие в вулканических породах всех трех серий ортопироксена [72].

Ультраосновные вулканиды платформ, как это следует из анализа вулканической ассоциации Маймеч-Котуйского региона, тесно связаны с трахибазальтами, щелочными базальтоидами и щелочно-ультраосновными вулканидами, а также пикрито-базальтами и авгититами. Характерна общая антидромная тенденция развития всей вулканической ассоциации: наиболее высокомагнезиальные и низкощелочные вулканиды приурочены к заключительным этапам формирования вулканической последовательности. «Родство» ультраосновных вулканидов с основными вулканическими породами повышенной щелочности, а также щелочно-ультраосновными эффузивами, как правило, не вызывает сомнения у исследователей магматизма региона [17]. Эти представления основываются как на геологических данных, так и на геохимических особенностях вулканидов. Особенно показательно, в частности, постоянно высокое содержание в них титана, а также ряда некогерентных элементов — циркония, ниобия, стронция, рублидия. Общее петрогенетическое единство ассоциации нарушается присутствием в нижних частях ее разреза базальтов нормальной щелочности, близких по составу к платформенным толентам. Они четко обособлены в разрезе и лишь изредка переслаиваются с трахибазальтами и щелочными базальтоидами, от которых отчетливо отличаются по своему химическому составу [17].

Таким образом, независимо от тектонической обстановки для всех ультраосновных вулканических пород характерно образование единых ассоциаций с породами основного состава. Среди последних обычно присутствуют высокомагнезиальные разновидности и породы «переходного» состава. Извержение основных и ультраосновных пород происходит в антидромной последователь-

ности. Основные и ультраосновные вулканиты характеризуются такими петрохимическими и геохимическими чертами, которые свидетельствуют об их тесных генетических связях. В этом отношении весьма показательны вариационные диаграммы, демонстрирующие сходство большинства петрохимических и геохимических трендов для ультраосновных вулканитов и базальтов. Вместе с тем на этих диаграммах выявляются разрывы между полями составов ультраосновных вулканитов и базальтов единых ассоциаций, несмотря на присутствие пород с «промежуточными» свойствами. Наиболее четко подобные разрывы устанавливаются на вариационных диаграммах КИ—окислы (рис. 53), где КИ— кристаллизационный индекс А. Полдерваарта и А. Паркера [1964 г.], включающий компоненты «начальной петрогенетической системы» и позволяющий существенно «развернуть» составы базальтов даже при незначительных вариациях в них содержания кремнезема и окиси магния. Эта диаграмма демонстрирует обособление полей составов ультраосновных вулканитов и базальтов единых ассоциаций, образовавшихся в различных тектонических условиях: на ранних стадиях развития геосинклинально-складчатых систем, в зеленокаменных поясах щитов и на платформах.

Составы ультраосновных вулканитов и базальтов из одних и тех же регионов образуют дискретные петрохимические серии, в которых обособляются базальтовая и ультраосновная группы пород. Подобные разрывы в трендах ультраосновных — основных

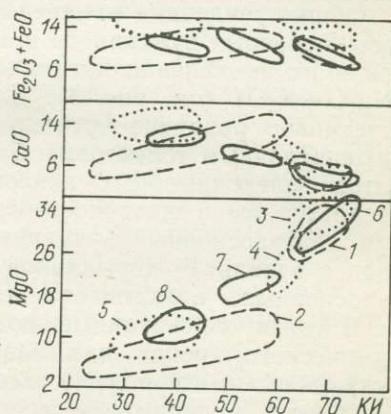


Рис. 53. Диаграмма «Кристаллизационный индекс (КИ)» — содержание окислов (вес. %).

1—8 — поля вулканитов основного и ультраосновного состава: 1—2 — Камчатки (1 — ультраосновные вулканиты, 2 — базальты); 3—5 — Маймеча-Котуйского региона (3 — меймечиты маймечинской свиты, 4 — пикриты дельжанской свиты, 5 — шелочные базальтоиды ариджангской свиты); 6—8 — Южной Африки [96] (6 — перidotитовые коматиниты, 7—8 — базальтовые коматиниты различных формаций).

вулканитов, например по содержанию магния, отмечались и ранее, в том числе и для пород коматитовой серии различных зеленокаменных поясов. Так, разрыв в интервале содержаний 15—22 вес. % MgO фиксируется на вариационных диаграммах, которые приводит К. Анхаессер [44] для коматитов района Рудекранс Южной Африки. Е. Нисбет и др. [87] отмечают подобный разрыв в интервале значений 16—20 вес. % MgO в вулканитах зеленокаменного пояса Белингве, но объясняют его исходя из представления о непрерывных переходах между перidotитовыми и базальтовыми коматинитами возможными пробелами в опробовании. На существование разрывов в химическом составе вулканитов коматитовой серии обращали внимание

Д. Мак-Колл и И. Лейшман [78], причем они подчеркивали, вероятно, принципиальный характер такой дискретности составов в магматической эволюции соответствующих вулканических ассоциаций. Действительно, разрывы трендов в интервале содержаний 15—22 вес. % MgO, или изменение характера трендов, приуроченное к этому интервалу, характерны для ультраосновных — основных вулканитов многих районов, что свидетельствует о несомненном петрогенетическом значении этого «магнезиального раздела» и подтверждает правильность статистической границы семейства пикритов, соответствующей 20 ± 2 вес. % MgO (см. гл. I). Следует отметить, однако, что дискретность составов вулканитов единых ассоциаций более четко проявлена для собственно вулканических пород и в значительной степени «затушевывается» при нанесении на графики пород субвулканических фаций.

При сопоставлении на вариационных диаграммах ультраосновных — основных вулканитов разных регионов (см. рис. 53) выявляется, что поля их составов могут иногда и перекрываться, это не позволяет исключать окончательно возможность в определенных случаях и непрерывных переходов от ультраосновных к основным составам. Принципиальная возможность таких переходов демонстрируется и постепенными изменениями составов в пределах некоторых лавовых потоков, иногда отдельных лавовых шаров и подушек, а также в дайках и силлах, в которых непосредственно связаны воедино ультрамафические и мафические породы, на что уже обращалось внимание выше.

Общие тенденции изменения химического состава ультраосновных — основных вулканитов в зависимости от тектонической обстановки их проявления наглядно выявляются на диаграмме SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (см. рис. 3). Для пикритовых составов намечается отчетливое различие трендов с переходом к преимущественно низкощелочным толеитовым базальтам для ультраосновных вулканитов зеленокаменных поясов щитов; с переходом к щелочным базальтоидам и щелочно-ультраосновным вулканическим породам для ультраосновных вулканитов платформ и с тенденцией перехода к базальтам нормальной и повышенной щелочности для ультраосновных вулканитов геосинклинально-складчатых систем.

В связи со сказанным возможно наличие возрастного петрохимического тренда для базальтов единых с ультраосновными вулканическими породами ассоциаций. Так, в ассоциации с ультраосновными вулканитами докембрийского возраста присутствуют исключительно низкощелочные коматитовые или толеитовые базальты, тогда как с ультраосновными вулканитами фанерозоя ассоциируют как толеитовые, так и субщелочные — щелочные разновидности базальтов, причем их щелочность (преимущественно калиевая) возрастает в породах относительно более молодых ассоциаций. Следует иметь в виду, однако, что постоянно пониженная щелочность докембрийских ультраосновных вулканитов и базальтов может являться и следствием относительно более высокой степени их преобразования и не отражать в полной мере первич-

ных содержаний калия и натрия в этих породах. Постоянная сопряженность в составе зеленокаменных докембрийских комплексов значительных объемов вулканитов «магнезиальной» серии со сменяющими их в разрезах толстыми базальтами повышенной железистости заставляет с определенной осторожностью относиться к выводам И. И. Абрамовича и И. Г. Клушина [1978 г.] о существовании временного тренда «фемичности» базальтов, т. е. к представлениям о более железистом в целом характере базальтов зеленокаменных поясов по сравнению с базальтами фанерозойских геосинклиналей без учета количественных соотношений разных типов вулканитов в этих ассоциациях.

Отмеченные несомненные признаки «родства» ультраосновных—основных вулканитов единых ассоциаций интерпретируются в настоящее время неоднозначно и являются основанием для различных трактовок происхождения самих ультраосновных вулканитов.

Некоторые исследователи развивают представления Н. Боуэна [1934 г.], который рассматривал пикриты, известные ко времени его работы исключительно в субвулканических фациях, как продукты фракционной кристаллизации базальтовых расплавов. Так, Н. П. Михайлов и Ю. Л. Семенов [29], базируясь главным образом на изучении пород пикрит-диабазовых ассоциаций, считают, что происхождение как самих пикритов, так и связанных с ними пород основного состава определяется гравитационно-фракционной кристаллизацией базальтовой магмы несколько повышенной мафичности, которая осуществлялась на месте ее внедрения, в магматических камерах или глубинных магматических очагах. По мнению Н. П. Михайлова и Ю. Л. Семенова, «этот процесс мог прерываться на разных стадиях, давая начало образованию различных пород ассоциации: от нормальных базальтов и диабазов до пикритов» [29, с. 435]. Гравитационная дифференциация рассматривается названными исследователями в качестве универсального механизма, объясняющего происхождение всех разновидностей ультраосновных вулканитов, в том числе меймечитов, коматиитов, а также ассоциирующих с ними базальтов. Подобные представления о происхождении ультраосновных лав Кипра и пикритов малых интрузий ряда регионов были высказаны в обзорной работе П. Уилли [1967 г.]. В качестве производных базальтовой магмы Л. И. Лукьяновой [1978 г.] рассматриваются некоторые разновидности пикритов Урала.

В зависимости от особенностей состава ультраосновных вулканитов в качестве исходного расплава рассматривался тот или иной тип базальтовой магмы. Так, высказывались соображения, что для всей ассоциации ультраосновных—основных вулканитов Маймеча-Котуйского региона родоначальной является щелочно-базальтоидная [Е. Л. Бутакова и Л. С. Егоров, 1956, 1962 гг.] или щелочно-базальтовая [Л. Н. Леонтьев и др., 1965 г.] магма.

Таким образом, в основе представлений указанной группы исследователей лежит точка зрения о том, что механизм образо-

вания пикритов связан с накоплением («кумуляцией») кристаллов оливина в базальтовом расплаве. Однако кумулятивной гипотезе образования как самих пикритов, так и ассоциирующих с ними вулканитов противоречит ряд фактов: преимущественно автономный характер проявлений пикритов собственно эффузивных фаций; их структурные особенности, в частности в ряде случаев афировый, закалочный характер этих пород; специфика минерального состава пикритов, свидетельствующая о приповерхностных, а иногда и поверхностных условиях кристаллизации оливинов, хромшпинелидов, клинопироксенов в них; часто несколько более мафический, чем базальтовый, состав основной массы порфировых разновидностей пикритов; их нередко петрохимическая обособленность от вулканитов основного состава, а также обогащенность в ряде случаев некогерентными элементами.

Отметим, что эти противоречия не снимаются и при более усложненной модели, включающей переплавление кумулятов, помимо того, что сама возможность подобного процесса является достаточно дискуссионной и оспаривалась, в частности, еще Н. Буэном в его полемике с Д. Фогтом [1934 г.]. Несомненно тем не менее, что при малоглубинной кумуляции кристаллических фаз из расплавов основного состава могут возникать породы в определенной степени сходные с некоторыми разновидностями пикритов, которые будут, однако, отличаться от них более высокой кристаллическостью, присутствием значительного количества плагиоклаза, более широкими вариациями состава оливинов, менее хромистым составом шпинелидов, а также повышенным содержанием CaO , Al_2O_3 и обычно более низким содержанием MgO . Очевидно также, что в субвулканических телах сложного строения в этом случае будут существенно преобладать породы основного состава.

Альтернативой кумулятивной гипотезе являются представления о магмах исходного ультраосновного состава, родоначальных для всего разнообразия вулканитов, образующих единые ассоциации с ультраосновными вулканическими породами. Эта гипотеза имеет, в частности, ряд сторонников среди исследователей коматиитов, которые рассматривают состав их перидотитовых разновидностей как соответствующий составу исходной магмы, а образование пироксенитовых и базальтовых коматиитов связывают с процессами фракционирования этой магмы [49, 94]. При этом в качестве возможных механизмов рассматриваются как малоглубинная фракционно-гравитационная кристаллизация, так и глубинное полибарическое фракционирование оливина, в меньшей степени ортопироксена, а также иногда и граната из первичных выплавов ультраосновного состава.

Исходный ультраосновной состав магмы, соответствующий меймечиту, рассматривается некоторыми исследователями как родоначальный и для всей ассоциации вулканитов Маймеча-Котуйского региона. Принципиальная возможность такого рода взаимоотношений подтверждена экспериментами по многостадийной

кристаллизации расплава природного меймечита в условиях последовательного снижения температур, моделирующими процесс фракционирования исходного ультраосновного состава [13].

Не отрицая в принципе возможность малоглубинной дифференциации ультраосновных расплавов, в пользу которой свидетельствуют, например, постепенные переходы от ультраосновных вулканитов к базальтам в пределах единых потоков или даже лавовых «подушек», следует подчеркнуть, что в крупных масштабах такой процесс маловероятен. Во-первых, согласно гипотезе фракционирования, если исходить из реальных соотношений ультраосновных—основных вулканитов единых ассоциаций, необходимо выплавление огромных объемов родоначальных ультраосновных расплавов, очевидно, соответствующих составам ультраосновных вулканитов либо еще более «примитивных», что в целом маловероятно. Во-вторых, эта гипотеза предполагает наличие и больших объемов высокомагнезиальных «сухих» кумулятов, которые, однако, не установлены в сколько-нибудь значительных количествах даже в пределах глубокоэродированных докембрийских зеленокаменных поясов.

Противоречат гипотезе фракционирования также петрохимическая дискретность ультраосновных—основных вулканических ассоциаций и некоторые геохимические особенности сосуществующих вулканических пород разного состава. Трудно с позиций фракционирования, например, объяснить наблюдающиеся закономерности распределения малых элементов в пикритах и базальтах Камчатки, в частности различное «поведение» в них стронция и рубидия, как это было показано в гл. II, или характер распределения хрома, никеля и редкоземельных элементов в вулканитах коматитовой серии Африки, Австралии и Канады [52, 76, 94]. Некоторые экспериментальные данные по плавлению перидотитовых коматитов также ставят под сомнение возможность образования из них большинства вулканитов магнезиальной серии [52]. Малую вероятность формирования основных и щелочно-ультраосновных вулканитов Маймеча-Котуйского региона из меймечитовой магмы, как, впрочем, и из единой родоначальной магмы любого другого состава, продемонстрировал расчетным путем Л. С. Егоров [17].

Таким образом, ни одна из гипотез, основанных на существовании единой исходной магмы основного или ультраосновного состава не может удовлетворительно объяснить все особенности состава основных—ультраосновных вулканических ассоциаций. Наиболее приемлемым является, очевидно, предположение о существовании исходных магм как основного, так и ультраосновного состава. Отмеченные выше признаки петрохимической обособленности соответствующих групп пород свидетельствуют в пользу такого предположения, а наличие несомненных черт родства этих групп указывает на неразрывную связь процессов генерации основных и ультраосновных расплавов и на близкий состав вещества мантии, подвергавшегося плавлению.

Обычно антидромный характер излияний при формировании толщ основных—ультраосновных вулканитов, общность некоторых петрохимических и геохимических свойств этих пород, а также особенностей их минерального состава позволяют предполагать постепенное изменение термодинамических условий генерации соответствующих расплавов с последовательным образованием все более и более магнезиальных выплавов.

Антидромная направленность вулканической деятельности в пределах «магнезиальной» серии указывает либо на увеличенные степени плавления мантийного субстрата, либо на сложное «многоэтажное» строение магматических очагов с формированием ультраосновных наиболее магнезиальных разновидностей в самых нижних этажах.

«Скачкообразное» изменение содержания магния при переходе от базальтов к ультраосновным вулканитам можно объяснить исходя из экспериментальных исследований в системе CaO—MgO—FeO—SiO_2 . В этой многокомпонентной системе, моделирующей возможные генетические соотношения базальтов—перидотитов, на ликвидусе и солидусе существуют платообразные участки, причем преодоление температурного порога определяет резкий переход от базальтовых к ультраосновным составам. «Плато» на поверхности ликвидуса в этой системе, по мнению П. Уилли [1960 г.], подразумевает также наличие метастабильной области, определяющей возможность явлений несмесимости жидкостей ниже поверхности ликвидуса. Соответственно, вероятно, при изменении уровня магнообразования на стадии между выплавлением основных и ультраосновных составов происходило образование небольшого количества расплава промежуточного характера, который в дальнейшем подвергался ликвации с образованием базальтов и составов, близких к авгититам.

Это заключение подтверждается присутствием глобулярных структур в непорфировой зоне некоторых «пикритовых» тел, изученных Х. Древером в Гренландии в 1960 г., но основывается главным образом на анализе глобулярных трахимеланобазальтов Камчатки, формирование которых предшествовало образованию пикритов. Можно предполагать, что при благоприятных условиях происходило обособление возникающих при ликвации расплавов в значительном масштабе, это привело к образованию авгититов и некоторых разновидностей калиевых трахибазальтов этого региона. Отметим, что авгититы, присутствующие совместно с пикритами в брекчиях основания разреза ультраосновных вулканитов Камчатки и близкие по минеральному и химическому составу к основной массе пикритов, могли сформироваться также за счет отсадки и удаления оливина из пикритов. Не исключено также и прямое выплавление авгититов совместно с бесполовошпатовыми меланобазальтами из мантийного субстрата. Многообразие возможных способов образования авгититов подтверждает, по-видимому, промежуточный характер этих пород и «нестабильность» соответствующих им расплавов. Можно предполагать, что общий

характер этого положения будет подтвержден будущими детальными исследованиями особенностей подобных вулканических пород «переходного» состава в различных регионах.

Представления о независимом первичном характере расплавов, широко варьирующих по составу от основных до ультраосновных, разделяются в настоящее время большинством исследователей вулканических ассоциаций, включающих ультраосновные вулканиды. К выводам о постепенных переходах между ультраосновными (меймечит-пикритовыми) и основными магмами пришли для Маймеча-Котуйского региона В. В. Золотухин и Ю. Р. Васильев [1976 г.]. Подобные представления развивают также Л. С. Егоров и Н. П. Сурина [18], рассматривающие меймечитовую магму в качестве конечного продукта сложной очаговой зоны. Петрогенетическое единство вулканидов коматиитовой серии также преимущественно интерпретируется с позиций многообразия соответствующих членам этой серии самостоятельных расплавов. Они отражают, как это справедливо считают И. Арс и др. [50], последовательные эпизоды селективного плавления общего мантийного источника или источников близкого состава. Поднятие диапиров гранатовых перидотитов, например, будет определять возрастание степени селективного плавления с последовательным образованием «спектра» магм, соответствующих толеитовым базальтам, базальтовым коматиитам, пироксенитовым и затем перидотитовым коматиитам, причем последние будут соответствовать максимальной степени плавления, однако их количество будет сравнительно невелико. Итак, все изложенное свидетельствует о родстве ультраосновных—основных вулканидов единых ассоциаций при их формировании из самостоятельных расплавов широкого диапазона составов (в петрохимическом смысле)—от базальтовых до пикритовых—с подчиненной ролью их последующей дифференциации, которая осуществлялась преимущественно в малоглубинных условиях.

Ультраосновные вулканические породы и интрузивные гипербазиты

В большинстве районов распространения ультраосновных вулканических пород с ними постоянно пространственно ассоциируют близкие по возрасту тела полнокристаллических гипербазитов и базитов. Особенно характерна, как это следует из гл. II и III, тесная сопряженность с ультраосновными вулканидами гипербазитов оливинит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации и связанных с ними габброидов. Интрузивы такого состава формировались на ранних (Камчатка, Сихотэ-Алинь) и поздних (Урал, Кавказ и другие районы) стадиях развития геосинклинально-складчатых систем; в зеленокаменных поясах щитов (в Австралии, Северной Америке, Евразии)—и на платформе (в пределах Маймеча-Котуйского региона Полярной Сибири).

Общей особенностью состава гипербазитов указанных ассоциаций является в первую очередь практически полное отсутствие ортопироксена. Среди пород ассоциации наиболее распространены оливиниты, верлиты, оливиновые клинопироксениты и клинопироксениты, к которым иногда присоединяются полевшпатовые, а в фанерозойских комплексах — и флогопит-биотитсодержащие разновидности перидотитов и пироксенитов, и более редко — шрисгеймиты и горнблендиты. Гипербазиты, как правило, слагают пластинообразные тела или штоки, площадь которых редко превышает несколько квадратных километров. Присутствуют как однородные по составу интрузивы, сложенные преимущественно верлитами, так и дифференцированные тела. В последних обычны постепенные переходы от оливинитов к клинопироксенитам от подошвы к кровле в пластинообразных телах или от центра к периферии в зональных штокообразных массивах. Часто отмечается также расслоенность этих интрузивов с чередованием различной мощности полос оливинитов и верлитов или верлитов и клинопироксенитов.

Перидотиты и оливиновые пироксениты иногда, особенно в краевых частях тел, обладают порфирированной структурой, которая определяется сочетанием относительно крупных кристаллов оливина с часто правильной кристаллографической формой и мелкозернистого агрегата из зерен клинопироксена. Эндоконтактные части некоторых интрузивов «закалены» и представлены мелкокристаллическими породами. В апикальных частях массивов полнокристаллические перидотиты иногда переходят в пикриты. Так, в брекчированных эндоконтактах отдельных оливинит-клинопироксенитовых массивов Камчатки присутствуют пикриты, а в Гулинском массиве Маймеч-Котуйского региона наблюдаются переходы от полнокристаллических гипербазитов к меймечитам. У экзоконтактов гипербазитов оливинит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации иногда происходят изменения вмещающих пород, в том числе изредка их ороговникование. Вместе с тем некоторые интрузивы, отличающиеся более интенсивной серпентинизацией, не сопровождаются сколько-нибудь заметными изменениями вмещающих пород, несмотря на отчетливо интрузивные взаимоотношения с последними.

Весьма примечательны соотношения гипербазитов с ассоциирующими с ними в ряде районов габброидами. В некоторых интрузивных телах габброиды связаны с гипербазитами постепенными переходами через промежуточную зону, в которой происходит линзовидно-полосчатое чередование этих пород («полосчатый комплекс»). Встречаются также самостоятельные тела габбро, аналогичные по составу таковым из интрузивов сложного строения.

Гипербазиты и габбро как из сложных массивов, так и из автономных тел нередко обладают общими особенностями минерального и химического состава. В частности, они обычно не содержат ортопироксена и иногда характеризуются повышенным

содержанием щелочей или титана, что наиболее наглядно указывает на их определенное «родство».

Геологические данные, а также особенности минерального и химического состава свидетельствуют о несомненной генетической близости ультраосновных вулканитов и гипербазитов оливинит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации. В частности, наблюдается целая гамма промежуточных по структуре пород ультраосновного состава, присутствующих как в интрузивных, так и в эффузивных фациях. Пикриты слагают иногда эндоконтактовые части интрузивных массивов оливинитов — клинопироксенитов. С другой стороны, центральные части наиболее мощных тел пикритов нередко представлены практически полнокристаллическими порфиroidными породами, аналогичными тем, которые слагают апикальные части интрузивных массивов. Особенно близки, естественно, по структуре к породам интрузивов некоторые разновидности пикритов субвулканических тел. Следует подчеркнуть также постоянное присутствие в пикритах различных типов тел и сегрегационных включений полнокристаллических оливинитов и верлитов, идентичных интрузивным гипербазитам. Общее сходство пикритов и ассоциирующих с ними полнокристаллических интрузивных гипербазитов подчеркивается также близким типом дифференциации в телах сложного строения с переходами от гипербазитов к габбро в интрузивных телах и от пикритов к долеритам в субвулканических телах и лавовых потоках. Наряду с геологическими признаками петрогенетического родства пикритов и пород оливинит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации они характеризуются также значительной общностью минерального и химического состава. Среди главных минералов пикритов присутствует клинопироксен — типичный минерал также для гипербазитов. Показательно сходство составов хромшпинелидов этих пород, для которых характерна корреляция магнезиальности и хромистости [2].

Выявляется также существенная близость вулканических и интрузивных образований по химическому составу. Гипербазиты оливинит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации, как и пикриты по сравнению с другими типами гипербазитов, например породами дунит-гарцбургитовой ассоциации и отчасти лерцолитами, обогащены кальцием, алюминием, железом, иногда щелочами и другими некогерентными элементами. Наибольшим сходством составов характеризуются пикриты и верлиты, значительное сходство составов устанавливается также для клинопироксенитов и авгитов или пироксенитовых коматиитов, а оливиниты близки в ряде случаев по химическому составу к существенно магнезиальным кумулятам некоторых потоков перидотитовых коматиитов. Это общее сходство составов хорошо иллюстрируется соотношением полей пикритов и верлитов (по средним анализам) на диаграмме $A-S$ (см. рис. 2).

Таким образом, очевидно, что гипербазиты оливинит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации являются магматическими образованиями, формирование которых логично связывать с процес-

сами дифференциации пикритовой магмы в различных глубинных условиях, в том числе и в приповерхностных. Можно предполагать, что в ряде случаев эти породы выполняют подводящие каналы, питающие поверхностные излияния пикритов. Вероятно, таково же происхождение аналогичных гипербазитов, которые сформировались и вне видимой связи с ультраосновными вулканитами. Интрузивные комплексы такого типа в настоящее время достаточно хорошо изучены на юге Дальнего Востока, на Урале, на Аляске и в других районах мира. Отметим, что многие исследователи этих комплексов независимо друг от друга пришли к выводу об их происхождении из расплавов ультраосновного состава.

Вывод о том, что пикритовая магма является родоначальной для оливинитов, верлитов и клинопироксенитов, позволяет интерпретировать их соотношение с ассоциирующими с ними габброидами с помощью модели, определяющей генетическое соотношение пикритов и базальтов единых вулканических ассоциаций. Можно предположить, что в данном случае в результате эволюции сложной очаговой зоны также генерировались расплавы широкого диапазона составов от ультраосновных до основных, внедрение и последующая дифференциация которых определили все разнообразие ассоциирующих интрузивных гипербазитов и базитов. Вероятно, именно первичный состав выплавов (пикритовый, пикрито-базальтовый, базальтовый) определял и количественные соотношения гипербазитов и базитов в интрузивах сложного строения. Постепенные переходы от гипербазитов к габбро в них определялись, видимо, преимущественно гравитационно-кристаллизационной дифференциацией. Смену гипербазитов габброидами через переходный «полосчатый комплекс» с широким развитием шширо-такситовых текстур наиболее логично связывать с процессом докристаллизационного расслоения исходных расплавов, их ликвацией в сочетании с последующей кристаллизационной дифференциацией и реакционным взаимодействием гипербазитового материала с ликватами базитового состава. Именно с процессом ликвации, очевидно, связаны особенности минерального состава и структуры пород подобных интрузивов.

Это предположение базируется на материалах по Камчатско-Корякскому региону, однако оно, очевидно, имеет и общее принципиальное значение. Так, расщеплением магм как на уровне выплавления, так и на уровнях их кристаллизации объясняет присутствие расслоенных тел в областях распространения ассоциаций основных—ультраосновных вулканитов В. А. Баскина [5]. Хорошо согласуются эти представления и с выводами А. А. Маракушева [1975—1979 гг.], обосновавшего возможность широкого проявления жидкостного расщепления в качестве ведущего механизма формирования полосчатых комплексов, в том числе базит-гипербазитового состава, за счет ликвации пикритовой магмы. Отметим, что принципиальная роль ликвации при формировании полосчатых и ритмично-полосчатых пород подтверждена также эксперимен-

тально в силикатно-солевых системах и теоретически обоснована с позиций турбулентного движения жидкостей [15].

Магматический генезис и несомненный интрузивный характер гипербазитов оливинит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации предоставляют также возможность общей оценки контактово-метаморфических явлений при внедрении ультраосновной магмы, что, очевидно, имеет существенное значение и для решения общей проблемы «активных» контактов гипербазитов других типов. Наиболее интересны, вероятно, не столько признаки высокотемпературного метаморфизма у контактов некоторых интрузивов, представленные роговиками, сколько слабое проявление или практически полное отсутствие преобразований вмещающих пород вокруг ряда гипербазитовых интрузивов. При этом, как правило, степень преобразования вмещающих пород связана обратной зависимостью со степенью серпентинизации гипербазитов. Отметим, что обычно контактовые изменения отсутствуют также вокруг крупных субвулканических тел пикритов.

Эти факты дают основание для предположения о том, что контактовые преобразования вмещающих пород определяются в первую очередь не температурой расплава, а содержанием в нем летучих компонентов. Вероятно, что при внедрении относительно «сухих» гипербазитовых магм происходит не выделение растворов, с которыми обычно и связаны экзоконтактовые преобразования, а преимущественное поглощение летучих из вмещающих пород с развитием процессов серпентинизации гипербазитов, «гасящее» их контактовое воздействие. Соображения о том, что главным фактором контактового метаморфизма является гидротермальное, а не термальное воздействие интрузий высказывались некоторыми исследователями и ранее, однако изучение бесспорно интрузивных производных ультраосновной магмы создает более надежную базу для этой концепции.

В пределах геосинклинально-складчатых систем и зеленокаменных поясов с ультраосновными вулканитами кроме оливинит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации в пространстве и во времени сопряжены также гипербазиты дунит-гарцбургитового состава и расслоенные тела базит-гипербазитовых интрузивов. Общей их особенностью является постоянное присутствие ортопироксена. По своим минералогическим и химическим особенностям они четко отличаются от ультраосновных вулканитов.

В частности, петрохимическая обособленность пикритов и пород дунит-гарцбургитовой ассоциации (по средним составам) хорошо иллюстрируется диаграммой $A-S$ (см. рис. 2). Вместе с тем намечаются признаки взаимозависимости составов пикритов и пород гарцбургитосодержащих ассоциаций в районах их совместного распространения. Породы гарцбургитовых ассоциаций в этих районах отличаются обычно несколько повышенной железистостью по сравнению с подобными им одновозрастными образованиями других районов. Это, в частности, установлено на Камчатке, где железистость дунитов и гарцбургитов Восточного хребта, в кото-

ром распространены пикриты, повышена по сравнению с разновозрастными породами гарцбургитсодержащих комплексов зоны Восточно-Камчатских полуостровов. Подобная комплементарность состава пикритов и непосредственно ассоциирующих с ними дунитов—гарцбургитов наряду с другими данными указывает на вероятность преимущественно реститового происхождения пород дунит-гарцбургитовой ассоциации, что допускается в настоящее время большинством исследователей.

В заключение отметим, что данные о различном происхождении нередко распространенных в одних и тех же районах гипербазитов оливинит-верлит-клинопироксенитовой и дунит-гарцбургитовой ассоциаций не позволяют согласиться с мнением отдельных исследователей [5 и др.], связывающих особенности состава этих гипербазитов, а также пикритов лишь с различной глубиной их становления. Приведенные данные о том, что породы оливинит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации являются дифференцированными интрузивными эквивалентами пикритов, а также присутствие пород этой ассоциации в составе офиолитовых комплексов ранних стадий развития геосинклинально-складчатых систем позволяют сделать общий важный вывод о том, что ультраосновные расплавы играли большую роль в формировании части офиолитовых гипербазитов. Можно предположить также, что установленная И. И. Абрамовичем и И. Г. Клушиным в 1978 г. статистическая закономерность уменьшения железистости дунитов и гарцбургитов во времени может в значительной степени определяться уменьшением масштаба ультраосновного вулканизма от докембрия к фанерозою.

Ультраосновные вулканические породы и модельные мантийные составы

Высокомagneзиальный ультраосновной характер исходных расплавов, из которых образовались ультраосновные вулканиты, позволяет считать, что они в большей степени отражают состав верхней мантии. Иллюстрацией этого может служить близкое расположение или даже перекрытие на различных петрохимических диаграммах (см. гл. II и III) полей составов ультраосновных вулканитов и модельных мантийных составов, в качестве которых приняты средние составы различных типов перидотитов из глубинных включений, средние составы силикатной части хондритов, составы пиролитов и расчетные составы палеомантии различных регионов [25, 75 и др.]. О высокой степени плавления мантийного субстрата при образовании ультраосновных вулканитов, вероятно, свидетельствует отсутствие в них включений глубинных мантийных пород. В частности, последние не встречены даже среди обломков в диатремах.

Указанная особенность позволяет в первом приближении судить о составе мантийного субстрата по составу ультраосновных вулканитов. Впервые это было использовано М. и Р. Вильёнами [97], предположившими, что перидотитовые коматииты Южной

Африки представляют собой результат практически полного плавления архейской палеомантии, которая, следовательно, существенно отличалась от фанерозойской. В дальнейшем, однако, было установлено, что распределение ряда малых, а также тяжелых редкоземельных элементов в перидотитовых коматинитах архея близко к хондритовому [50, 77, 86]. Это послужило основанием для вывода о принципиальном сходстве состава архейской и фанерозойской мантии.

Количество расплавленного исходного субстрата при образовании перидотитовых коматинитов оценивается различно в зависимости от принятого модельного мантийного состава и составляет до 60 % для гранатового лерцолита и 60—80 % для пиролита.

Некоторыми исследователями коматинитов было высказано мнение [46, 50], что ультраосновные расплавы представляют собой результат плавления мантии, уже в значительной степени «истощенной» предшествующими экстракциями преимущественно базальтовой магмы при относительно невысоких степенях плавления мантийного субстрата. Эта модель в применении к перидотитовым коматинитам объясняет не только высокие содержания магния, хрома, никеля и низкие содержания щелочей, титана, ряда малых некогерентных элементов в этих породах, но и их обедненность легкими редкоземельными элементами. Очевидно, необходимая степень плавления при образовании ультраосновных магм в этом случае будет зависеть еще и от степени предшествующего истощения мантийного источника, а региональные и возрастные различия этих магм могут определяться составом ранее экстрагированных базальтовых расплавов. Логично предположить, что многократное повторение процесса магматической экстракции будет способствовать обогащению мантийного субстрата во времени тугоплавкими компонентами и соответственно обеднять их легкоплавкими компонентами, главным образом щелочами и другими некогерентными элементами.

С этих позиций представляет интерес рассмотрение составов разновозрастных ультраосновных вулканитов. Напомним, что общей тенденцией изменения состава ультраосновных вулканитов от докембрия к кайнозой является увеличение содержания в них щелочей и ряда некогерентных элементов, т. е. тех составляющих мантийного субстрата, которые, как предполагают, переходят в расплав уже при относительно низких степенях плавления. Эти данные приводят к парадоксальному выводу об отсутствии признаков «истощения» мантийного субстрата в области генерации ультраосновных расплавов во времени. Более того, они свидетельствуют об определенной тенденции эволюции вещества мантии с обогащением ее легкоплавкими некогерентными компонентами. Этот вывод согласуется и с отмеченной выше генетической связью ультраосновных вулканитов с толеитовыми базальтами в докембрии и преимущественно со щелочными и ультращелочными базальтоидами — в мезозое.

Гипотетические составы архейской мантии и состав перцолитовых нодулей (вес.%)

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO ₂	44,60	45,90—44,8	44,30	44,04	44,88
TiO ₂	0,20	0,08—0,11	0,39	0,13	0,08
Al ₂ O ₃	3,90	2,2—2,7	4,11	2,12	1,90
FeO	9,00	8,6—8,1	9,05	7,00	7,72
MnO	0,20	0,08—0,11	0,12	0,10	0,14
MgO	37,40	40,7—40,8	37,60	41,57	41,18
CaO	3,70	1,7—2,4	2,92	1,87	1,89
Na ₂ O	0,40	0,1	0,56	0,23	0,16
K ₂ O	0,10	0,03	0,06	0,15	0,05

Примечание. 1—2 — мантийные составы Южной Африки [53, 67]; 3 — мантийный состав Австралии [83]; 4 — нодули гранатовых перцолитов [25]; 5 — нодули шпинелевых перцолитов [25].

Таким образом, можно предполагать, что состав фанерозойского мантийного субстрата отличался от докембрийского, во всяком случае в областях проявления ультраосновного вулканизма.

Расчеты состава архейской мантии, выполненные при различных исходных посылах, достаточно близки друг к другу (табл. 34) и в целом приближаются к составам гранатовых и шпинелевых перидотитов из нодулей в кимберлитах. Нельзя исключить, однако, вероятность существенных латеральных и возрастных вариаций состава архейского мантийного субстрата, а также его вертикальной неоднородности. Так, наиболее древние ультраосновные вулканы Южной Африки (Барбертон) отличаются по составу от таковых из других районов Африки, а также от перидотитовых коматиитов Австралии и Канады устойчивым преобладанием извести над глиноземом, т. е. соотношением CaO/Al₂O₃, которое при высоких степенях плавления субстрата, очевидно, должно соответствовать первоначальным соотношениям этих компонентов в исходном мантийном материале. Для объяснения различий этого отношения в перидотитовых коматиитах из разных регионов была предложена модель слоистой архейской палеомантии, в которой происходит уменьшение соотношения клинопироксена и граната с глубиной [56]. Определенным аргументом в пользу химической гетерогенности архейской мантии служат и данные о распределении редкоземельных элементов в перидотитовых коматиитах Африки, Австралии и Канады, в частности различные отношения в них La/Sm [93].

Обогащенность части фанерозойских ультраосновных вулканитов щелочами, титаном, малыми некогерентными элементами и,

вероятно, летучими компонентами позволяет предположить их присутствие и в составе фанерозойской мантии, во всяком случае в регионах, где происходит генерация ультраосновных вулканитов. Принципиальная возможность наличия в мантийном субстрате минералов, содержащих названные компоненты, подтверждается исследованием нодулей флогопитсодержащих гипербазитов, анализом включений в алмазах и изучением минералов, обнаруженных в сростках с алмазами (флогопит).

Экспериментальные данные свидетельствуют о стабильности в условиях высоких температур и давлений, соизмеримых с мантийными, таких минеральных фаз, как флогопит (особенно его тугоплавкой разновидности, обогащенной титаном), амфибол, а также титан-клиногумит. Возможными концентраторами воды и калия в верхней мантии могут являться также определенные разновидности граната и пироксена. Ряд исследователей допускает присутствие в пределах мантии и самостоятельной межзерновой водной фазы [13]. Можно предполагать, следовательно, что фанерозойская мантия, во всяком случае локально, представлена перидотитом, содержащим названные выше минеральные фазы, вероятно, в первую очередь флогопит. Особенно специфичен был, очевидно, состав палеомантии Маймеча-Котуйского региона, в котором ультраосновные вулканиты характеризуются аномальной обогащенностью титаном, стронцием, ниобием, цирконием и повышенным отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (>2), что заставляет допускать присутствие в мантийном субстрате таких минеральных фаз, как титанистый флогопит и, возможно, карбонат. Отметим, что на невозможность выплавления меймечитов из известных гипотетических мантийных составов без добавления фаз, содержащих титан и карбонат, указывал А. В. Соболев [36]. Ю. М. Шейнман [1968 г.], исходя из тех же соображений, рассматривал сами меймечиты как возможно недифференцированное вещество мантии Маймеча-Котуйского региона.

Проблемы генезиса ультраосновных расплавов

Вопрос о существовании ультраосновных магм в общей дискуссии по проблеме генезиса гипербазитов начал обсуждаться задолго до обнаружения ультраосновных вулканических пород. При этом полевые геологи, основываясь на геологических данных о возможной вулканической природе некоторых тел серпентинитов, уже в то время предполагали существование ультраосновных расплавов, а геологи-экспериментаторы, исходя из данных о чрезвычайно высоких температурах генерации таких расплавов, отрицали возможность их существования, во всяком случае в пределах земной поверхности. Выявление во многих районах мира ультраосновных вулканических пород разрешило этот давний спор, продемонстрировав реальность существования ультраосновных расплавов и возможность достижения ими земной поверхности на разных этапах геологической истории. Вместе с тем условия

генерации и восхождения этих расплавов и в настоящее время в значительной степени являются дискуссионными. Основой для решения этих вопросов являются в первую очередь эксперименты по плавлению как природных перидотитов, так и искусственных смесей (пиролитов), моделирующих мантийные составы. С учетом данных такого рода экспериментов в настоящее время предложено несколько моделей генерации ультраосновных расплавов. Очевидно, что состав выплавки при низкой степени плавления мантийного субстрата является главным образом функцией давления и температуры, а при высоких степенях плавления в основном зависит от исходного состава субстрата, это и определило главные отличия предложенных моделей.

Рассмотрим возможность образования ультраосновных расплавов при частичном плавлении вещества мантии. Эксперименты по плавлению гранатовых и шпинелевых лерцолитов в безводных и водных условиях [88] показали, что с прогрессивным возрастанием давления состав первичных выплавок становится все более магнезиальным. При давлении 30—35 кбар формируются расплавы существенно «пикритового» (пикрито-базальтового в нашем понимании) состава, которые затем с увеличением давления сменяются собственно ультраосновными выплавками. При давлениях около 40 кбар, по данным М. О'Хары [88], в равновесии с гранатовым перидотитом находится расплав, близкий по составу к перидотитовым коматиитам. Эксперименты Н. Арндта [46] по плавлению природных перидотитовых коматиитов Канады свидетельствуют о необходимости еще более высоких давлений (около 50—60 кбар), для того чтобы коматиитовый расплав находился в равновесии с гранатом, оливином и пироксеном. Давление, обеспечивающее равновесное плавление более магнезиальных составов (например, перидотитовых коматиитов Южной Африки), по-видимому, должно быть еще выше. Таким образом, существует принципиальная возможность выплавления ультраосновных расплавов из мантийного субстрата при относительно незначительной степени его плавления в условиях давлений, превышающих 40 кбар, что соответствует глубинам более 120 км.

Альтернативой является высокая степень плавления мантии. Эта модель обосновывает возможность образования ультраосновных расплавов при обширном плавлении материала мантии и относительно невысоких давлениях [46, 56, 67]. Такой процесс был исследован экспериментально Б. Майсеном и И. Куширо [1977 г.] при плавлении гранатового лерцолита под давлением 20 кбар. Было показано, что при степени плавления исходного материала 5—20 % в равновесии с оливином, пироксенами и шпинелью генерируется базальтовый расплав; при 35 %-ном плавлении пироксены и шпинель растворяются, а расплав приобретает «пикритовый» (пикрито-базальтовый в нашем понимании) состав. При степени плавления свыше 50 % расплав становится ультраосновным, причем остаточная фаза представлена в этом случае только оливином. При аналогичном процессе плавления Н. Арндтом [46]

была экспериментально установлена четко выраженная тенденция к сегрегации последовательных выплавов. Так, в условиях опыта при температуре 1700 °С около 20 % расплава отделилось от остаточных кристаллов и скопилось в верхней части капсулы. Очевидно, что практически линейная зависимость степени плавления от температуры определяет принципиальную возможность последовательного формирования спектра магм различного состава из единого мантийного источника, причем ультраосновные выплавки в этом случае будут соответствовать составу тугоплавкого остатка, истощенного при предшествующей генерации базальтов и «пикритов». Другие варианты этой модели допускают отсутствие «потерь» выплавов низких степеней плавления с образованием в итоге ультраосновных расплавов, в значительной степени соответствующих составу субстрата. Подобный вариант рассмотрен, в частности, Д. Грином [67], который предположил, что при быстром адиабатическом подъеме диапира перидотитового состава происходило плавление 10—20 % его объема с удалением граната, тогда как оливин и пироксен увлекались на более высокие уровни, где и происходило плавление 70 % объема диапира, обеспечившее согласно расчетам появление расплавов перидотитовых коматиитов.

Одной из существенных сложностей, с которой сталкиваются указанные модели, является необходимость объяснения нередко неистощенного некогерентными элементами состава ультраосновных вулканитов и соответствующих им расплавов. Если исходить из невысокой степени плавления мантийного субстрата в условиях высокого давления, то отмеченные затруднения отпадают. Однако в этом случае необходимое высокое давление и соответственно большая глубина плавления ($>180-200$ км) ставят под сомнение возможность достижения расплавами поверхности без изменения их исходного состава. Дополнительным условием, очевидно, в этой модели является особо высокая температура. Кроме того, процесс плавления для обеспечения равновесных условий должен быть полибарическим с максимальной степенью плавления при наиболее высоких давлениях, что представляется маловероятным.

Рассматривается также модель полибарической ассимиляции. Двухстадийная модель, основанная на результатах плавления перидотитовых коматиитов Южной Африки при давлении до 40 кбар и температуре свыше 1700 °С и анализе вариации химического состава этих пород [52], представляет собой один из возможных вариантов решения проблемы генезиса высокомагнезиальных лав, не истощенных некогерентными элементами. Предполагается, что соответствующий расплав мог образоваться в результате ассимиляции кристаллических мантийных фаз восходящей первичной выплавкой, содержащей не менее 24 % MgO, как этого требуют, в соответствии с данными экспериментов, глубины ее формирования свыше 100 км. Однако физическая сторона полибарической ассимиляции, как это отмечают и сами авторы этой модели, неясна и вызывает существенные сомнения с энергетических позиций.

Наиболее реальной представляется, таким образом, модель, исходящая из высоких степеней плавления при условии умеренного давления.

Отметим, что все перечисленные модели предполагают также очень высокие температуры генерации ультраосновных расплавов. Следовательно, в решении проблем генезиса этих расплавов ключевым вопросом остаются температурный режим их выплавки и кристаллизации. В этом отношении особое значение представляют определения соответствующих температур, которые могут быть оценены экспериментальным путем при плавлении и кристаллизации ультраосновных вулканических пород, методом термометрии расплавных включений и расчетным способом с применением известных геотермометров. Для ультраосновных вулкаников геосинклинально-складчатых систем сведения такого рода имеются только в отношении пикритов Камчатки, температура кристаллизации которых оценивается с использованием различных геотермометров в 1300—1450 °С [2]. Больше данных имеется о температурах кристаллизации ультраосновных вулкаников докембрийских зеленокаменных поясов щитов. Согласно экспериментам Д. Грина и др. [62] по плавлению перидотитовых коматитов Южной Африки (Барбертон) температура «сухой» магмы (менее 0,2 вес. % H_2O), соответствующей составу перидотитовых коматитов, в условиях земной поверхности была 1650—1700 °С. Д. Льюис и И. Вильямс [74], используя геотермометр Хакли и Райта, определили температуру кристаллизации ультраосновных вулкаников Австралии в 1400 °С, а М. и Р. Вильёны [97] на основании обобщения и анализа экспериментальных работ температуру кристаллизации докембрийских ультраосновных расплавов оценивают в 1400—1600 °С.

Значительный интерес представляют оценки температур кристаллизации—плавления платформенных меймечитов Сибири. Определенная методом гомогенизации расплавных включений минимальная температура кристаллизации вкрапленников оливина меймечитов соответствует 1450 ± 30 °С, а температура кристаллизации клинопироксенов основной массы этих пород оценивается в интервале 1170—1230 °С по данным В. С. Соболева и др. [1972 г.] и в интервале 1170—1320 °С по данным А. В. Соболева [36], причем наиболее высокие температуры 1280—1320 °С отмечены для центральных частей более крупных кристаллов клинопироксена. Расчетные температуры кристаллизации минералов меймечитов с использованием геотермометра В. И. Ваганова и И. Е. Кузнецова [1976 г.] близки к названным выше. Так, температуры равновесия вкрапленников оливина с меймечитовым расплавом для атмосферного давления оценены А. В. Соболевым [36] в пределах 1350—1500 °С, а для давления 40 кбар — в пределах 1540—1690 °С при количестве расплава 30—40 %. Эксперименты Ю. С. Геншафта и др. [1976 г.] по плавлению меймечитов, содержащих около 3 вес. % H_2O , показали, что они начинают плавиться при 1500 °С и давлении около 10 кбар, а при температуре

1600°C и давлении примерно 30 кбар количество расплава в равновесии с оливином, содержащим менее 10 % фаялита, достигает 40 %. Более низкие температуры плавления флогопитсодержащего меймечита приводят А. Т. Базилевский и А. В. Уханов.

Основная масса меймечита, по их данным, плавится в интервале 975—1125°C, а вкрапленники оливина полностью растворяются в расплаве при $1425 \pm 25^\circ\text{C}$ в условиях атмосферного давления. При давлении 10 кбар температуры плавления основной массы и вкрапленников соответственно равны 1150 ± 100 и $1525 \pm 25^\circ\text{C}$.

Все эти данные согласуются в целом и с результатами экспериментов Р. Кларка и В. Файфа [1961 г.] по плавлению серпентинитов предполагаемой «фации потока» из Новой Зеландии. Они показали, что при давлении 0,5—1 кбар и температуре 1300°C появлялись первые признаки плавления серпентинита, а при 1400°C более 50 % исходного материала переходило в расплав. Температуры ликвидуса, превышающие 1400°C (при атмосферном давлении) для вулканитов, содержащих более 20 вес. % MgO, следуют и из данных Р. Томпсона [1973 г.], который на основании обобщения экспериментального материала установил прямую зависимость температур ликвидуса вулканитов от содержания в них MgO. Приведенные данные существенно дополняются также сведениями о температурах кристаллизации различного состава полнокристаллических гипербазитов (табл. 35). Добавим, что оценки соответствующих температур для гипербазитов, которые рассматриваются нами в качестве интрузивных аналогов пикритов, находятся в интервале 1200—1400°C [9].

Таблица 35

Температура кристаллизации ультраосновных расплавов (°C) в зависимости от давления (кбар), по А. Т. Базилевскому и А. В. Уханову [1967 г.]

Расплав	$p=0,001$	$p=10$	$p_{\text{H}_2\text{O}}=2$	$p_{\text{H}_2\text{O}}=5$	$p_{\text{H}_2\text{O}}=10$
Начало кристаллизации					
Дунитовый	1650 ± 50	1700 ± 50	1550 ± 50	1500 ± 50	1450 ± 50
Перидотитовый (гарцбургитовый)	1500 ± 100	1600 ± 100	1400 ± 100	1350 ± 100	1300 ± 100
Пироксенитовый (диаллагитовый)	1325 ± 25	1425 ± 25	1225 ± 25	1175 ± 25	1125 ± 25
Меймечитовый	1425 ± 25	1525 ± 25	1325 ± 25	1275 ± 25	1225 ± 25
Конец кристаллизации					
Дунитовый	1650 ± 50	1700 ± 50	1550 ± 50	1500 ± 50	1450 ± 50
Перидотитовый (гарцбургитовый)	1300 ± 50	1400 ± 50	1200 ± 50	1150 ± 50	1100 ± 50
Пироксенитовый (диаллагитовый)	1225 ± 25	1325 ± 25	1125 ± 25	1075 ± 25	1025 ± 25
Меймечитовый	1050 ± 100	1150 ± 100	950 ± 100	900 ± 100	850 ± 100

Таким образом, все эти данные свидетельствуют об очень высоких температурах ультраосновных расплавов, достигавших 1700°C в условиях земной поверхности, что предполагает еще более высокие температуры их генерации. Необходимо, однако, иметь в виду, что температуры выплавления могут быть значительно снижены под влиянием летучих и некоторых других компонентов. Такая возможность рассматривается, например, для меймечитов Сибири В. С. Соболевым [1976 г.], который предполагает наличие воды в меймечитовом расплаве и оценивает температуру ликвидуса этой водной системы в 1250°C в отличие от 1900°C для сухой системы. Близкие данные о порядке снижения температур кристаллизации меймечитов при повышенном давлении H_2O приводят А. Т. Базилевский и А. В. Уханов (см. табл. 35). Возможность существенного снижения температуры ликвидуса водосодержащего расплава перидотитового коматитита подтверждена экспериментами Д. Грина и др. [62]. При содержании 5 вес. % H_2O (количество воды, которое расплав перидотитового коматитита может растворять при давлении свыше 7 кбар) температура его ликвидуса понижается на 230°C и примерно равна 1450°C . Данные Б. Майсена и А. Беттчера [1979 г.] по плавлению природных перидотитов позволили им прийти к выводу о том, что ультраосновные расплавы могли возникать в присутствии воды при температуре около 1300°C .

Ряд других экспериментальных работ с составами полнокристаллических гипербазитов подтверждает снижение температур их плавления — кристаллизации в присутствии летучих (см. табл. 35). Показательны, в частности, в этом отношении опыты по плавлению шпинелевых лерцолитов, демонстрирующие снижение солидуса этой системы на $400\text{--}700^{\circ}\text{C}$ в присутствии H_2O по сравнению с безводными условиями [Куширо И. и др., 1968 г.]. Важную роль в снижении температур ультраосновных расплавов играет и целый ряд других компонентов. Из экспериментальных данных известно, что температура плавления минеральных смесей ниже, чем отдельно взятых минералов, а такие добавки, как CaO , Al_2O_3 , Na_2O и особенно K_2O , значительно снижают температуры плавления ультраосновных составов [Зайферт Ф., Шрейер У., 1968 г.]. Повышенные содержания этих компонентов, в том числе иногда и щелочей, преимущественно калия, а также признаки присутствия летучих в составе ультраосновных вулканитов и соответствующих им мантийных составах были обсуждены ранее. С учетом всех этих данных можно предполагать, что генерация ультраосновных расплавов могла осуществляться при температурах, ненамного превышающих $1400\text{--}1700^{\circ}\text{C}$.

Представление о максимальных «начальных» температурах генерации «сухих» ультраосновных расплавов дают расчеты Д. Грина [67] и Р. Кауторна [55]. Д. Грин показал, что температура расплава перидотитовых коматититов 1650°C на поверхности Земли указывает в соответствии с современным температурным градиентом на исходную глубину их формирования около

400 км. Основываясь на представлении о более высоком геотермическом градиенте в архее, а также допуская, что отделение расплава от кристаллической фазы происходит вблизи от поверхности, первичную температуру с учетом удельной теплоты плавления и адиабатической декомпрессии можно оценить в 1900°C . Р. Кауторн, исходя из той же температуры расплава в поверхностных условиях (1650°C), оценивает его начальную температуру не менее чем в 1950°C .

Для объяснения физической стороны процесса выплавления и подъема к поверхности столь высокотемпературных расплавов были предложены различные варианты моделей плавления восходящих мантийных диапиров, обеспечивающие транспортировку ультраосновных магм к поверхности Земли с максимальной температурной инерцией. Первая модель такого рода для решения проблемы генерации ультраосновных вулканитов была предложена Д. Грином [67]. По его расчетам, необходимая 70 %-ная степень плавления мантийного пиrolита, при которой возможно появление на поверхности расплава состава перидотитовых коматитов, достигается адиабатическим характером внедрения мантийного диапира с «пересечением» им линии солидуса на глубине 120—140 км с учетом принятого для архея геотермического градиента. На основе данных Д. Грина [62, 67] для перидотитового состава архейской мантии более детальная модель разработана Э. Налдреттом и Э. Тернером [83]. Согласно их расчетам при подъеме мантийного диапира с глубины примерно 220 км (рис. 54) (точка *A*) по адиабате *ABCD* он должен расплавиться на 25—

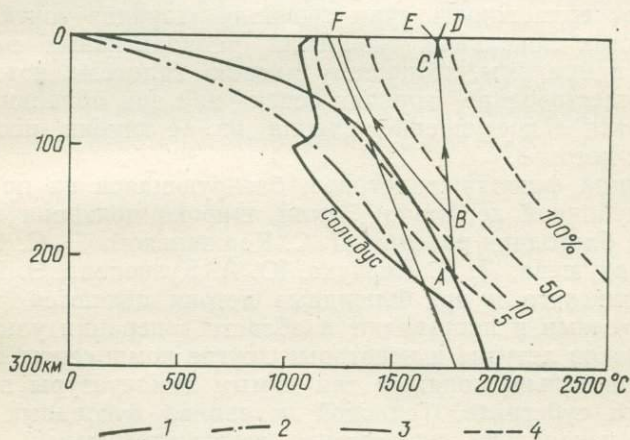


Рис. 54. Диаграмма зависимости температуры от глубины, иллюстрирующая двухстадийное образование коматитов [83].

1 — предполагаемая океаническая геотерма в архее; 2 — современная океаническая геотерма; 3 — зона плавления сульфидов; 4 — кривые, связывающие степень плавления диапира с температурой.

30 % в точке В. На этой стадии предполагаются отделение примерно 20 % базальтового расплава и его подъем к поверхности по пути *BF*. Диапир, состоящий из 5—10 % базальтового расплава и 90—95 % кристаллического материала, будет продолжать движение к поверхности, а степень его плавления будет возрастать, и в точке С количество расплава достигнет 30—35 %. Последующее отделение этого расплава от остаточной кристаллической фазы и приводит к образованию ультраосновных вулканитов при достижении им земной поверхности или к формированию дунит-перидотитовых интрузий в приповерхностных условиях.

Более корректные расчеты Р. Кауторна [55] с учетом многих термодинамических параметров восходящего диапира, таких как удельная теплоемкость минералов мантии и расплава, скрытая теплота плавления, потери тепла на нагревание боковых пород, высвобождение гравитационной энергии, показали, что образование ультраосновных магм при диапировом механизме предполагает их восхождение с глубины более 300 км. Подобный порядок начальных глубин «выплавления» астенолитов (300—400 км), обеспечивающий образование ультраосновных расплавов, принимает и В. В. Велинский, исходя из оценок температуры ликвидуса гипербазитов при атмосферном давлении 1400—1800 °С. Необходимость таких значительных исходных глубин формирования диапиров для образования расплавов, соответствующих составам ультраосновных вулканитов, привела большинство исследователей к выводу о невозможности их генерации без привноса дополнительной энергии. В качестве одного из возможных вариантов решения этой проблемы Д. Грином [1972 г.] была предложена гипотеза мощных метеоритных ударов. Другие исследователи рассматривают возможность существования «горячих точек» в мантии в местах локальных скоплений радиоактивных элементов. Наиболее приемлемы, по нашему мнению, гипотезы, которые связывают существование «горячих точек» или зон локального разогрева мантии с поступлением тепла из ее глубин посредством флюидных потоков.

Концепция флюидных потоков, базирующаяся на представлениях о глубинной дегазации Земли, широко признана в настоящее время благодаря работам Д. С. Коржинского, В. С. Соболева, А. А. Маракушева, Л. Л. Перчука, Ю. А. Кузнецова, Э. П. Изоха, В. В. Велинского и др. Флюидные потоки являются мощными теплоносителями и поставляют в области генерации ультраосновных расплавов летучие и некоторые другие компоненты, например калий, значительно понижая тем самым температуры плавления мантийного субстрата. Тепловой потенциал флюидных потоков, имеющих изначально существенно восстановительный характер, определяется температурным уровнем глубины их зарождения в мантии. Он зависит также от процессов их окисления при подъеме. Такого рода тепловой перенос, вероятно, осуществлялся с различной скоростью, обуславливая появление магматических очагов, глубина которых определялась скоростью подъема флюид-

ных потоков: чем больше была скорость, тем меньше глубина зарождения очагов.

Согласно представлениям В. В. Велинского [1979 г.] и ряда других исследователей, импульсом для возникновения флюидных потоков могло быть частичное «снятие» давления при заложении зон глубинных разломов, что являлось дополнительным фактором, способствующим генерации ультраосновных расплавов. Таким образом, находит объяснение приуроченность ареалов ультраосновных вулканитов к участкам повышенной проницаемости земной коры. Концепция флюидных потоков удовлетворительно объясняет также эволюцию составов ультраосновных вулканитов во времени. Возрастание степени дифференцированности мантии Земли от архея к фанерозою, стимулирующее формирование флюидных потоков, при общем уменьшении геотермического градиента и возрастании «жесткости» коры, очевидно, будет приводить к генерации ультраосновных расплавов возрастающей щелочности на все больших глубинах в локальных зонах высокой проницаемости.

В заключение заметим, что надежно обоснованные количественные модели генерации ультраосновных расплавов могут быть разработаны только с учетом полноценных геохимических данных, в том числе результатов изучения распределения редкоземельных элементов и изотопов Sr, Pb и в ультраосновных вулканических породах и в ассоциирующих с ними базальтах из различных регионов, а также на базе дальнейших экспериментальных исследований по плавлению различных типов ультраосновных вулканитов. В этой же работе мы попытались в первом приближении оценить качественную роль различных факторов, определяющих формирование ультраосновных вулканитов. Вместе с тем еще раз необходимо подчеркнуть, что при решении общих проблем петрогенезиса гипербазитов в настоящее время невозможно игнорировать факты существования ультраосновных вулканитов, как это склонны делать некоторые петрологи.

Господствовавшая в течение длительного времени точка зрения о том, что ультраосновные расплавы не могут существовать вообще или во всяком случае не способны достигнуть поверхности Земли, наложила свой отпечаток на состояние вопроса о рудоносности ультраосновных вулканических пород. Лишь в 70-х годах нашего столетия была выявлена специфическая группа месторождений, генетически связанных с ультраосновным вулканизмом: медно-никелевых (в первую очередь — никелевых) месторождений зеленокаменных поясов. Поэтому мы считаем необходимым более подробно рассмотреть основные черты месторождений этого типа, а также высказать некоторые общие соображения о возможных перспективах алмазоносности ультраосновных вулканитов.

Сульфидно-никелевые месторождения зеленокаменных поясов, связанные с ультраосновным вулканизмом

Выплавление больших объемов ультраосновной магмы, близкой по составу к исходному веществу мантии, и быстрое перемещение этой магмы в верхние горизонты земной коры почти без изменения состава позволяют видеть в процессе ультраосновного вулканизма важный механизм выноса из мантии на поверхность тех ее компонентов, которые обычно рассеиваются в ходе дифференциации магмы на ее пути к поверхности вследствие захвата кристаллизующимися фазами. Важным подтверждением этого предположения является обнаружение крупных месторождений сульфидов никеля, ассоциирующих с перидотитовыми коматиитами в пределах зеленокаменных поясов в Западной Австралии, Канаде и Южной Африке. Э. Налдретт [81], обобщивший данные по месторождениям никеля, показал, что месторождения, связанные с ультраосновными вулканическими породами, являются важнейшим источником никеля в мире. На рис. 55, по данным этого исследователя, показано соотношение количества никеля, добытого или содержащегося в разведанных запасах месторождений вулканического типа и в других типах месторождений. Особенно показательно отсутствие крупных месторождений никеля, ассоциирующих с такими полнокристаллическими гипербазитами, кото-

рые могут рассматриваться в качестве аллохтонных, тектонически внедренных респитов.

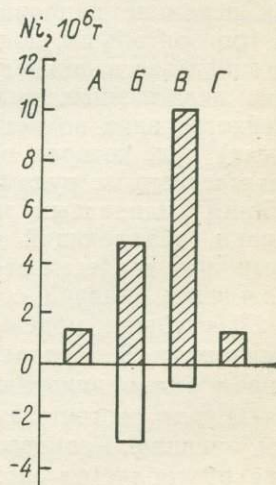
Таким образом, вопрос о никеленосности ультраосновных пород в первую очередь связан с проблемой генерации ультраосновных расплавов и их насыщения сульфидами. Эта проблема рассматривалась в ряде работ, из которых можно отметить уже упоминавшуюся статью Э. Налдретта [81], работу Э. Налдретта и Э. Тернера [83], а также исследование Н. С. Горбачева и И. Я. Некрасова [1978 г.]. Согласно Э. Налдретту, на глубинах около 70—80 км в современных океанических районах сульфиды в мантии должны находиться в расплавленном состоянии. В континентальных районах глубина, на которой сульфиды начинают плавиться, должна быть значительно больше. В ходе тектонических процессов, нарушающих стабильность мантии, сульфиды вследствие большой плотности начинают «просачиваться» на глубину, оставляя за собой зону, обедненную серой. Принимая во внимание более резкий геотермический градиент в докембрии (см. рис. 54), вероятную глубину, на которой в это время начиналось плавление сульфидов в мантии, можно оценить в 100 км. Эту же цифру приводит Н. С. Горбачев и И. Я. Некрасов [1978 г.].

Менее определенно устанавливается глубина, до которой «просачивающиеся» вниз сульфиды в расплавленном состоянии сохраняли способность к перемещению. По мнению Э. Налдретта и Э. Тернера [83], эта глубина контролировалась прежде всего уменьшением пористости и проницаемости мантии, которые в свою очередь определялись количеством расплавленных пород. Такой областью в мантии, где скачкообразно уменьшалось количество расплавленного материала, была зона образования наиболее магнезиальных ультраосновных расплавов (вблизи точки *A* на рис. 54). В этой зоне на глубине около 200 км резко уменьшалась проницаемость мантии и происходило скопление сульфидов. Выше находилась зона, обедненная сульфидами. Именно этим зональным распределением сульфидов в мантии Э. Налдретт и Э. Тернер объясняют тесную ассоциацию сульфидов никеля с наиболее магнезиальными ультраосновными расплавами, давшими начало образованию коматитов.

Важным подтверждением глубинного магматического происхождения

Рис. 55. Количество добытого и содержащегося в запасах никеля в различных типах месторождений, по Э. Налдретту и Л. Кабри [1976 г.].

A и *B* — месторождения, ассоциирующие с вулканическими породами (*A* — с породами толентовой серии, *B* — с коматитами); *B* — месторождения платформенного типа, ассоциирующие с расслоенными комплексами, *Г* — месторождения, ассоциирующие с мелкими интрузиями; заштриховано — промышленные месторождения, не заштриховано — не промышленные месторождения.



сульфидов никеля и меди служит обнаружение этих сульфидов во включениях в минералах кимберлитов. Так, в частности, сульфиды обнаружены в обломках пироповых перидотитов и эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии. Пирротин, пентландит и халькопирит располагаются в промежутках между породообразующими силикатными минералами и внутри их в виде выделений каплевидной формы. Кроме того, изучение включений сульфидов в кристаллах циркона из трубки «Мир» (Якутия) показало возможность существования стабильной сульфидной фазы состава Fe—Ni—Co—S, равновесной с окислами и силикатами при высоких p — T -параметрах [А. И. Пономаренко, 1979 г.].

Возникший в глубинах мантии рудносиликатный ультраосновной расплав чрезвычайно неустойчив: в условиях низких температур и давлений он разделяется на рудную и силикатную составляющие, которые вследствие разницы плотностей стремятся обособиться друг от друга. К этой тенденции добавляется характерный для ультраосновных расплавов процесс перманентной кристаллизации и осаждения оливина.

Соотношение указанных процессов во времени и в пространстве имело важное значение для образования месторождений сульфидов никеля. Как правило, эти месторождения приурочены к четко расслоенным коматитовым потокам, обладающим признаками гравитационного осаждения оливина и обычно имеющим в верхней части спинифексовую зону (см. рис. 40 и 42). Руды залегают в нижней части таких потоков и на их контакте с подстилающими породами. В связи с этим трудно предположить, что отделение рудных компонентов от ультраосновного расплава произошло во время его кристаллизации и образования спинифексовой структуры, поскольку кристаллизация препятствовала бы погружению рудных капель.

Следовательно, силикатный расплав уже во время излияния на поверхность содержал обособления сульфидов никеля, которые при перемене направления движения расплава с вертикального на горизонтальное под действием силы тяжести начинали сосредотачиваться в нижней части потока. В типичном случае (рис. 56) зона вкрапленных руд в нижней части ультраосновного потока сменяется вниз по четкому разделу зоной матричных (сидеритовых) руд, которая в свою очередь сменяется с резким контактом массивными рудами, залегающими в основании разреза. Важнейшим силикатным минералом в верхних двух зонах является оливин, обладающий прекрасными кристаллографическими формами, это свидетельствует о том, что процесс кристаллизации и осаждения оливина сопровождал обособление рудного вещества.

Простейшая модель образования рудной зональности была предложена Э. Налдреттом [81], который сравнил ее с распределением билиардных шаров в сосуде с ртутью. Расплав сульфидов никеля соответствует ртути, а билиардные шары — кристаллам оливина. Равновесие достигается, когда в нижней части сосуда обособляется слой ртути (соответствующий зоне массивных

руд в природных месторождениях никеля), выше располагаются биллиардные шары, в промежутках между которыми заключена ртуть (аналог зоны матричных или сидеронитовых руд), и, наконец, выше — только биллиардные шары. Всплыванию всех шаров над ртутью препятствует нагрузка верхних шаров.

Несмотря на хорошее совпадение с наблюдающимися в природе соотношениями различных типов руд, эта модель не всегда может объяснить все детали их строения. Так, согласно Д. Р. Россу и Г. М. Хопкинсу [1975 г.], на месторождении Камбалда в Западной Австралии 80 % запасов руд никеля сосредоточено у основания метаморфизованного ультраосновного тела с реликтами структуры спинифекс в верхней части. Массивные руды залегают на контакте этого тела с подстилающими базальтами. Пласт массивных руд перекрыт более протяженным и мощным пластом вкрапленных руд (в том числе с матричной текстурой). Общая мощность руд, состоящих преимущественно из пентландита и пирротина, составляет около 3 м, но иногда достигает 8 м. Вкрапленные руды отделяются от массивных руд резким контактом, тогда как контакт вкрапленных руд с перекрывающими ультраосновными породами менее резкий, хотя и отчетливый. При этом отмечается концентрация кристаллов хромита и магнетита как у контакта массивных руд с базальтами, так и в нижней части пласта вкрапленных руд. Геохимические профили подтверждают наличие четких границ между вкрапленными и массивными рудами. По мнению Д. Р. Росса и Г. М. Хопкинса, эти особенности, а также различие между составами силикатных пород в массивных и вкрапленных рудах, свидетельствуют в пользу того, что массивные руды образовались из самостоятельного сульфидного расплава в виде потока, излившегося и застывшего в подводных условиях. Образование же вкрапленных и матричных руд связано с осаждением сульфидов в потоке ультраосновных лав, излившемся несколько позже.

Помимо руд никеля, связанных непосредственно с потоками ультраосновных вулканитов, в последнее время в Западной Австралии обнаружены также линзы рудоносных полнокристаллических дунитов и перидотитов [83]. Эти линзы прорывают некоторые коматитовые потоки, но, как предполагают, последние являлись питающими очагами для синхронных и более молодых ультраосновных вулканитов — соотношения, как было показано в главе, посвященной ультраосновным вулканитам Камчатки, характерные для ультраосновного вулканизма. Таким образом,

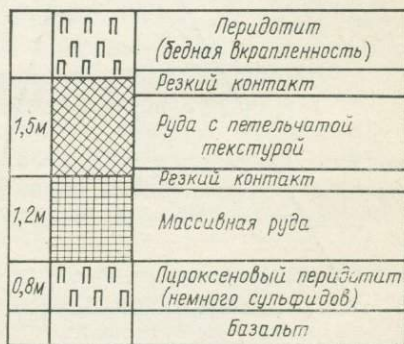


Рис. 56. Типичный разрез рудоносного коматитового потока на никелевом руднике Алексо в Онтарио (Канада), по Э. Налдретту [81].

весь комплекс ультраосновных вулканических и субвулканических тел зеленокаменных поясов является потенциально никеленосным. Важным критерием, определяющим наиболее перспективные в этом отношении тела, является в первую очередь их повышенная магнезиальность. Действительно, как показывает изучение месторождений сульфидов никеля в Западной Австралии [83], они ассоциируют с наиболее магнезиальными разновидностями ультраосновных вулканитов, обогащенными оливином. Это отчетливо видно на рис. 57, представляющем собой треугольную диаграмму АСМ (Al_2O_3 — CaO — MgO), на которой показаны поле составов «коматитовой серии» Западной Австралии, а также поле и отдельные фигуративные точки составов пород, ассоциирующих с рудами никеля.

Важную роль при определении потенциальной никеленосности ультраосновных вулканитов, вероятно, играет повышенное содержание в них серы, свидетельствующее об изначальном высоком содержании в расплаве сульфидов [81]. При этом особенно важным является установление повышенных количеств серы в закаленных разновидностях пород в расслоенных потоках, наиболее близких по составу к первичным расплавам.

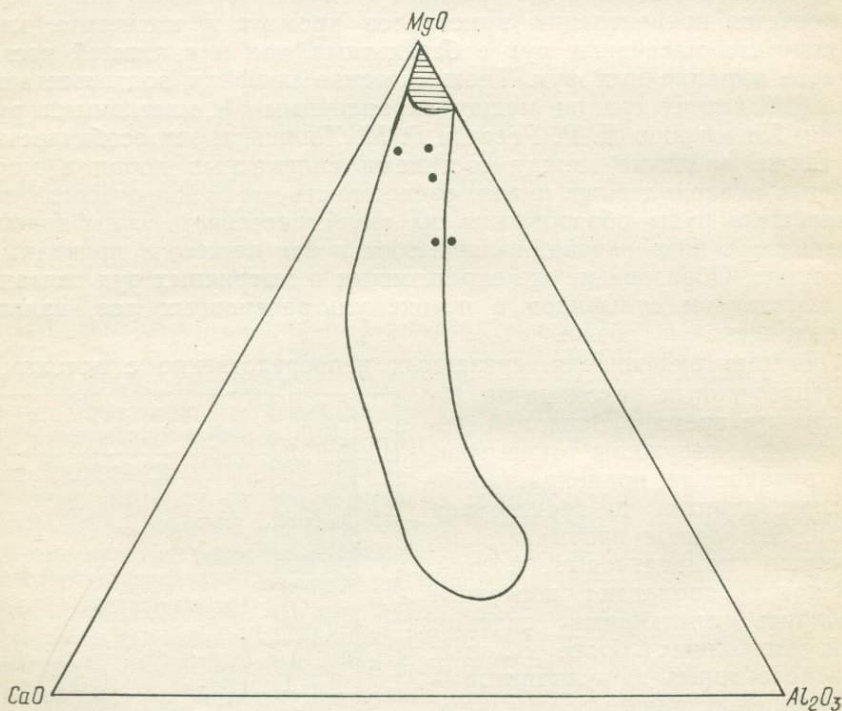


Рис. 57. Диаграмма Al_2O_3 — CaO — MgO (вес. %), по Э. Налдретту и Э. Тернеру [83].

Соотношение состава коматитов, с которыми связана сульфидно-никелевая минерализация в районе Якабинда в Западной Австралии (заштрихованное поле и отдельные точки), с составом «коматитовой серии» (оконтуренное поле) того же района.

Следует подчеркнуть, что многие из приведенных рассуждений являются в значительной мере гипотетичными, поскольку лишь в отдельных случаях ультраосновные вулканиты зеленокаменных поясов представлены относительно свежими породами; в большинстве же случаев их первичный состав восстанавливается по реликтовым текстурам, отдельным сохранившимся минералам и химическим анализам. Метаморфизм варьирует от слабого (пренит-пумпеллитовая фация) до высокого (амфиболитовая фация). Установлено, что в Западной Австралии в ходе метаморфических процессов происходило обогащение руд, ассоциирующих с ультраосновными вулканитами. Эти руды, таким образом, имеют смешанное происхождение: несмотря на первичную магматическую природу, они в значительной степени преобразованы более поздними метаморфическими процессами, что необходимо учитывать при поисково-разведочных работах.

Предпосылки алмазности ультраосновных вулканических пород

Вопрос о потенциальной алмазности ультраосновных вулканитов приобрел актуальность в связи с отдельными находками мелких зерен алмаза в породах, ранее считавшихся стерильными в отношении алмазности — в базальтах и альпинотипных гипербазитах. Обращают на себя внимание, в частности, единичные находки алмазов на Камчатке как в четвертичных базальтах, излившихся на заключительных фазах островодугового вулканизма в Срединном хребте [23], так и среди интрузивных гипербазитов дунит-клинопироксенит-верлитовой ассоциации [32]. Последняя, как было показано ранее, формировалась на геосинклинальной стадии развития Камчатки и тесно генетически связана с пикритами. И хотя упомянутые находки представлены отдельными мелкими зернами алмазов, они являются прямым указанием на «зараженность» мантии региона алмазами и заставляют рассмотреть предпосылки возможной алмазности ультраосновных вулканитов. Эти предпосылки во многом опираются на те же особенности пикритов, что и предпосылки их сульфидно-никелевой рудоносности. В первую очередь они основаны на глубинном происхождении ультраосновных расплавов в условиях температур и давлений, при которых возможно стабильное существование алмазов в мантии. Как известно, эти условия возникают при температуре свыше 1200 °С и давлении свыше 40 кбар, что соответствует глубинам около 120 км и больше.

Некоторые данные о возможных условиях генерации ультраосновных расплавов были рассмотрены в предыдущей главе, где было показано, что несмотря на принципиальную возможность формирования расплавов, соответствующих составам ультраосновных вулканитов, при давлениях, превышающих 40 кбар, их генерацию логичнее связывать с высокими степенями плавления мантийного субстрата в условиях значительно более низкого

давления. Вместе с тем присутствие в камчатских пикритах пиропы, графита, муассанита свидетельствует о реальной возможности в отдельных случаях глубинной природы пикритов, обеспечивающей захват поднимающимся из мантии ультраосновным расплавом высокобарических фаз, в том числе и алмаза.

Важным фактором возможной алмазосности считается также обеспечение сохранности алмазов при транспортировке их к поверхности Земли. Естественно предположить, что сохранность алмазов выше при быстром прорыве к поверхности алмазосодержащего ультраосновного расплава, чем при его постепенной кристаллизации на глубине. Поэтому, если существуют алмазосные гипербазиты, то тем более вероятна алмазосность ультраосновных вулканических пород. Благоприятным признаком является присутствие на Камчатке многочисленных диатрем, что может служить указанием на особенно быстрый, «взрывной» характер прорыва ультраосновного расплава на поверхность.

Таким образом, целый ряд данных свидетельствует о том, что камчатские пикриты, а также аналогичные породы ранней стадии развития других геосинклинально-складчатых систем могут содержать алмазы. В определенных условиях последние могут быть источником формирования промышленных россыпей. Подтверждением этого является присутствие коренных проявлений алмазов и россыпей на о. Калимантан в пределах юрско-раннемелового притихоокеанского окраинно-океанического геосинклинального пояса. Алмазы были обнаружены в юго-восточной части о. Калимантан в горах Мератус-Бобарис среди гипербазитов юрско-раннемелового «офиолитового комплекса» [70], представленного перидотитами, пироксенитами, габбро, диоритами, амфиболитами и плагиогранитами. Здесь известны выходы своеобразных брекчий, в том числе тело размером 150×300 м. Брекчия — твердая синевато-зеленая порода, сложенная обломками перидотитов, пироксенитов, серпентинитов и кристаллов пироксена, оливина и краснобурой роговой обманки, заключенными в серпентинизированной основной массе.

При промывке 10 т элювия брекчии было извлечено 0,35 карат алмазов (самый крупный — 0,1 карата). Кроме того, из протоочной пробы 15 т брекчий было получено 0,05 карата. Предполагается, что с этими брекчиями связана алмазосность аллювия рек ниже по течению.

Алмазосные брекчии Калимантана, судя по описанию, обладают сходством с некоторыми брекчиями, слагающими краевые зоны тел серпентинитов, которые ассоциируют на Камчатке с пикритами и образуют вместе с ними корневую систему, питающую ультраосновные вулканические аппараты (см. гл. I). Возможно, что именно этот эрозионный срез является наиболее перспективным на находки алмазов.

Как известно, основные промышленные концентрации алмазов в мире связаны с кимберлитами, которые рассматриваются большинством их исследователей в качестве специфической щелочной

(калиевой) разновидности пикритов, обогащенных карбонатом. Поэтому представляет особый интерес сопоставление ультраосновных вулканитов с этими породами. Большое петрографическое сходство кимберлитов и пикритов издавна вносит неопределенность в само понимание термина «кимберлит». Так, по мнению В. А. Милашева, «для отличия кимберлитов от других горных пород необходимыми и достаточными условиями являются порфирировая структура и существенно ультраосновной состав, а также наличие типоморфных (барофильных) минералов (пироп и алмаза)» [27, с. 39]. «Поскольку первые два признака характерны также для пикритов, то единственным надежным диагностическим признаком, позволяющим различить эти породы, остается постоянное присутствие в кимберлитах пироп, а иногда и алмаза [там же, с. 39]».

Однако в некоторых случаях кимберлиты, содержащие алмазы, лишены таких характерных его спутников, как пироп или пикроильменит, что, вероятно, является провинциальной особенностью этих кимберлитов, к которым, например, относятся кимберлиты Индостанской платформы.

С другой стороны, неясно, какое количество барофильных минералов позволяет отнести порфирированную ультраосновную породу к кимберлитам? В частности, обнаружение в пикритовых брекчиях из некоторых камчатских диатрем отдельных зерен пироп и зерен муассanita сближает эти породы с кимберлитами. Если основываться только на указанных выше критериях, однозначным положительным ответом на вопрос, являются ли эти породы кимберлитами, были бы находки в них алмазов.

Как отмечалось в гл. IV, на компонентной диаграмме (см. рис. 50) наблюдается частичное перекрытие полей составов некоторых кимберлитов и пикритов, хотя главные тренды их различаются между собой.

Несмотря на наличие целого ряда общих черт, что связано, очевидно, с близкими условиями генерации соответствующих расплавов, кимберлиты и пикриты отличаются по некоторым важным показателям. В первую очередь следует отметить высокое содержание в кимберлитах летучих компонентов и щелочей (K, CO₂, H₂O, F), что проявляется в присутствии в основной массе кимберлитов таких минералов, как слюды, кальцит, мелилит, монтичеллит, перовскит и кальциевые цеолиты. Особо важное значение имеет присутствие в кимберлитах большого количества CO₂ в форме кальцита. Как показывает изучение неизмененных кимберлитов, высокое содержание кальцита (до 10—20 вес. %) в их основной массе является существенным отличительным признаком их от меймечитов [Мальков Б. А., 1972 г.]. Кальцит иногда образует в свежих кимберлитах микролиты и определяет их флюидалность.

Специальные экспериментальные исследования последних лет указывают на возможность генерации богатых CO₂ магм в мантии на глубинах более 80 км. Эти магмы могут содержать до

40 вес. % растворенного CO_2 . Богатые CO_2 ультраосновные расплавы могут сосуществовать с мантийным перидотитом в широком интервале температур. Они могут представлять собой либо первичные карбонатитовую и кимберлитовую магмы, либо карбонатизированную щелочно-ультраосновную магму [100]. Таким образом, подтверждается первично-высокое содержание CO_2 в кимберлитовой магме. Этот факт может иметь важное значение для выяснения причины повышенной алмазности кимберлитов по сравнению с пикритами. Так, проведенное Дж. Кеннеди и Б. Нордли [1968 г.] исследование алмазносных трубок показало, что обломки пород и кристаллов были внедрены вследствие эксплозивного перемещения CO_2 в верхние горизонты коры. Присутствие мелких полостей, заполненных CO_2 в минералах, ассоциирующих с алмазами, показывает, что во время образования алмазов парциальное давление CO_2 было равно внешнему давлению. По мнению указанных авторов, высокое парциальное давление CO_2 является также необходимым условием для сохранения кристаллов алмаза в присутствии существенного количества FeO и некоторого количества Fe_2O_3 . Следовательно, именно высокое содержание CO_2 может играть важную роль не только для генерации алмазов, но и для сохранения их стабильности при внедрении в верхние горизонты земной коры. Исходя из этого представляется, что наиболее перспективными на алмазы в некимберлитовых районах могут явиться такие эксплозивные ультраосновные вулканические породы (брекчии, туфы), которые не только содержат включения барофильных минералов и пород глубинного происхождения, но и являются существенно карбонатными.

Заканчивая на этом рассмотрение результатов первого обобщения материалов по геологии и петрологии ультраосновного вулканизма, остановимся на некоторых основных итогах проведенного анализа.

Открытие во многих районах мира ультраосновных вулканических пород остро поставило вопрос об их классификации и номенклатуре. До тех пор, пока речь шла об единичных «экзотических» находках, петрографы могли обходиться местными названиями, такими, например, как «меймечиты» или «перидотитовые коматиниты». Однако поскольку установлено, что ультраосновные вулканические породы независимо от возраста, географического положения и тектонической обстановки образования обладают целым рядом сходных черт, несомненно, что они относятся к одному семейству, занимающему определенное место в общей классификации вулканитов. По мнению авторов, учитывая правило приоритета, это семейство следует называть пикритовым. На базе обобщения и статистической обработки обширного материала определены петрохимические границы этого семейства и показана возможность разделения пикритов на основные виды по особенностям минерального состава и на разновидности по степени их раскристаллизации, текстурным и структурным признакам. Показано, в частности, что ультрамафические коматиниты могут рассматриваться как пикриты со своеобразной структурой типа спинифекс и именоваться коматинитовыми пикритами или спинифексовыми пикритами.

Впервые приведенные в полном виде данные по геологии и петрографии Камчатской ультраосновной вулканической провинции, изученной авторами, показывают большое разнообразие форм проявления ультраосновного вулканизма. В зависимости от глубины эрозийного среза на дневную поверхность на Камчатке выведены или останцы вулканических аппаратов или сложная ветвящаяся корневая система этих аппаратов, включающая наряду с дайками, силлами и диатремами пикритов также тела брекчированных полнокристаллических гипербазитов. Выявлена широкая гамма ультраосновных вулканитов: пикритовые лавы с подушечной отдельностью, вулканические брекчии, туфы, гиалокластиты. Кайнотипный облик этих пород позволил привести их детальное минералого-петрохимическое описание, что делает возможным

рассматривать Камчатскую провинцию в качестве своеобразного эталона проявления ультраосновного вулканизма в условиях начальной стадии развития геосинклиналей. Пространственно-временные связи пикритов Камчатки с ассоциирующими с ними базальтами и авгититами, с одной стороны, и полнокристаллическими гипербазитами и габброидами, с другой — являются типичными для раннегеосинклинальных пикритов, как это устанавливается из сопоставления с аналогичными образованиями Сихотэ-Алиня.

Упомянутые районы находятся в пределах окраинно-океанических геосинклинальных поясов — глобальных структур, повышенная магматическая проницаемость которых является причиной интенсивного проявления базит-гипербазитового магматизма. Пикриты входят также в состав «типичных» офиолитовых ассоциаций, примерами которых являются магматические комплексы Кипра и Ньюфаундленда. Для заключительных стадий развития геосинклиналей более показательное образование субвулканических комплексов пикрит-диабазового состава, в которых пикриты как слагают самостоятельные тела, так и ассоциируют в пределах единых тел сложного состава с диабазами. Анализ, проведенный по литературным данным для соответствующих комплексов Урала, Кавказа, Казахстана и других районов, показал, что по сравнению с раннегеосинклинальными эти пикриты обладают некоторыми специфическими чертами, из которых наиболее характерными являются присутствие в них незначительного количества плагиоклаза, иногда амфибола и повышенное содержание глинозема в их химическом составе.

На основании обобщения литературных данных охарактеризованы также геологическое положение, минералого-петрографические и петрохимические особенности ультраосновных вулкаников, извержение которых происходило в других тектонических условиях: в пределах рифтовых структур (Болгария), в зеленокаменных поясах щитов (Южная Африка, Австралия, Северная Америка, Евразия), на платформах (Маймеча-Котуйский регион Сибири). Установлено, что ультраосновной вулканизм проявлялся на всех этапах развития земной коры от докембрия до кайнозоя в различных тектонических условиях в связи с зонами повышенной проницаемости — системами глубинных разломов. При этом масштабы вулканической деятельности уменьшались от докембрия к фанерозою. При общей близости составов ультраосновных вулканических пород друг к другу выявлены их возрастные, межрегиональные, внутрорегиональные и фациальные вариации. Так, в частности, отмечается некоторое повышение общей щелочности более молодых пород по сравнению с древними. Своеобразные структуры спинифекс (удлиненные кристаллы в блоковых сростках) в древних (преимущественно докембрийских) породах образованы не только пироксеном, но и оливином, что несвойственно молодым ультраосновным вулканикам. Это может рассматриваться как подтверждение изменения геотермического градиента во времени.

Многообразие фациальных типов ультраосновных вулканитов, присутствие таких характерных пород, как подушечные и шаровые лавы, гналокластиты, а также наличие в породах специфических «закалочных» структур наряду с особенностями минерального состава в соответствии с экспериментами по плавлению подобных составов однозначно указывают на образование пикритов из магматических расплавов, возможность чего до недавнего времени оспаривалась многими петрологами.

В работе рассмотрены различные аспекты генезиса ультраосновных вулканических пород и соответствующих им расплавов. С применением метода многомерного статистического анализа «главных компонент» выявлен главный петрохимический тренд пикритов; оценены черты сходства и различия пород семейства пикритов с магматическими образованиями близкого состава; установлена зависимость вариаций состава пикритов от условий их генерации, динамики внедрения соответствующих расплавов и процессов их дифференциации.

Анализ присутствующих в составе единых с пикритами вулканических ассоциаций толеитовых, щелочных и ультращелочных базальтоидов позволил рассмотреть их генетические соотношения и предположить различие в каждом конкретном случае условий генерации ультраосновных расплавов. Несмотря на присутствие среди ультраосновных вулканитов пород переходного к базальтам состава, в целом ультраосновная и базальтовая группы пород каждого региона обособляются друг от друга на различных петрохимических диаграммах. Эта особенность, а также некоторые черты минерального и геохимического состава базальтов и пикритов позволяют говорить о независимом происхождении соответствующих расплавов и об отсутствии единой первичной магмы, исходной для всей гаммы пород вулканических ассоциаций. В то же время целый ряд признаков указывает на постепенное изменение термодинамических условий их генерации и на сходство или общность исходного мантийного субстрата. Предложенная модель происхождения расплавов учитывает генетические соотношения базальтов и пикритов, а также обычную антидромную последовательность их извержения при прогрессивном развитии магматических очагов и гомодромную на регрессивном этапе магмообразования. В отношении происхождения некоторых пород переходного состава высказано предположение, что они могут быть как результатом фракционирования оливина из пикритовых расплавов, так и результатом ликвации расплавов промежуточного состава. На основании рассмотрения геологических соотношений ультраосновных вулканитов и полнокристаллических гипербазитов, а также на основании сопоставления их составов высказаны соображения о том, что оливинит-верлит-клинопироксенитовая ассоциация образовалась из первичной магмы пикритового состава. С другой стороны, получены подтверждения того, что по крайней мере часть гарцбургитов имеет реститовое происхождение.

Высокомagneзиальный и ультраосновной характер пикритовых расплавов позволяет считать, что их состав отражает состав верхней мантии. Поэтому изменение состава ультраосновных вулканитов во времени косвенно указывает на эволюцию вещества верхней мантии от архея к фанерозою, во всяком случае в районах проявления ультраосновного вулканизма. Повышение щелочности ультраосновных вулканитов и ассоциирующих с ними базальтов в свете этого можно связать с появлением в фанерозойской мантии таких фаз, содержащих летучие и калий, как флогопит.

Приведенный в работе обзор представлений об условиях генерации ультраосновных расплавов показывает, что экспериментальная и геохимическая база для разработки гипотезы, удовлетворительно объясняющей все геологические и петрографические особенности ультраосновных вулканитов, в настоящее время недостаточна. По мнению авторов, в наибольшей степени удовлетворяет указанным требованиям такая модель, которая связывает образование ультраосновных расплавов с высокой степенью плавления мантийного субстрата в условиях умеренных давлений. Большую роль в генерации этих расплавов, по-видимому, играли потоки сквозьмагматических флюидов, как это признается многими советскими петрологами. Несмотря на гипотетический характер многих высказанных предположений, совершенно очевидно, что обнаружение и изучение ультраосновных вулканитов являются важной вехой в теоретической петрологии.

В работе рассмотрены также некоторые аспекты связи с ультраосновным вулканизмом проявлений полезных ископаемых. Специфическую группу месторождений такого типа представляют сульфидно-никелевые месторождения, ассоциирующие с высокомагнезиальными ультраосновными вулканитами («перидотитовыми коматитами») зеленокаменных поясов. Рассмотрены главные черты этих месторождений, которые обнаружены в настоящее время в Австралии, Канаде и Южной Африке. В частности, отмечены их стратифицированный характер, приуроченность к определенным зонам в мощных коматитовых потоках, связь с наиболее магнезиальными типами коматитов. Обзор представлений о генезисе этих месторождений показывает, что в их формировании определяющим процессом было возникновение единого рудно-силикатного расплава на уровне генерации ультраосновных магм и «расщепление» его на сульфидно-никелевый и ультраосновной расплавы в приповерхностных условиях. В связи с этим возникает возможность образования некоторых руд в ходе вулкано-генно-осадочного процесса.

В заключительном разделе работы разбираются предпосылки возможной алмазности ультраосновных вулканических пород. Сделан вывод о том, что несмотря на теоретическую возможность обнаружения алмазов в связи с ультраосновными вулканитами (особенно в диатремах), реализация этой возможности связана с определенными исключительными условиями генерации соответствующих расплавов.

В заключение отметим, что в последнее время в период подготовки настоящей работы к изданию продолжали множиться находки ультраосновных вулканитов как в пределах СССР, так и на зарубежных территориях. Например, новая ультраосновная вулканическая провинция выявлена на Чукотке в хр. Пекульной работами С. С. Зимины и др. (1980 г.), В. Е. Стерлиговой, Б. А. Марковского, Г. В. Богданова (1981 г.), открыты пикриты в Пенжинском кряже [Белый В. Ф., Гельман М. Л., 1980 г.] и в южной части Корякского нагорья [Грановский А. Г., 1980 г.]. «Типичные» архейские перидотитовые коматииты обнаружены В. С. Куликовым в Восточной Карелии. Вполне подобные коматиитам ультраосновные вулканиты, мезозойско-кайнозойского возраста описаны в 1980 г. на о. Горгона в Тихом океане Л. Эчеве-рия. Эти и другие новые данные являются дополнительным свидетельством того, что ультраосновной вулканизм не столько редкое в истории Земли, сколько малоизученное явление, требующее дальнейших детальных исследований.

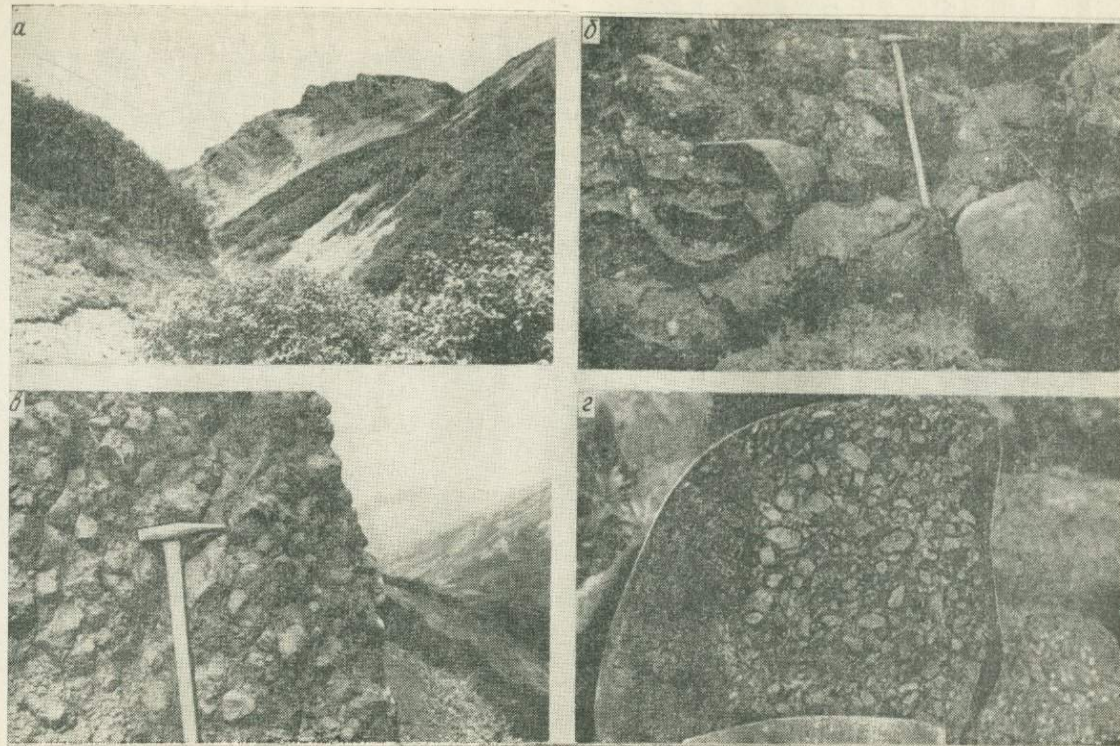


Таблица I. Пикриты Камчатки.

а — фрагмент строения ультраосновного вулкана — переслаивание вулканических брекчий и туфов; *б* — шаровые лавы пикритов; *в* — вулканические брекчий пикритов; *г* — крупнопорфировый пикрит из дайки.

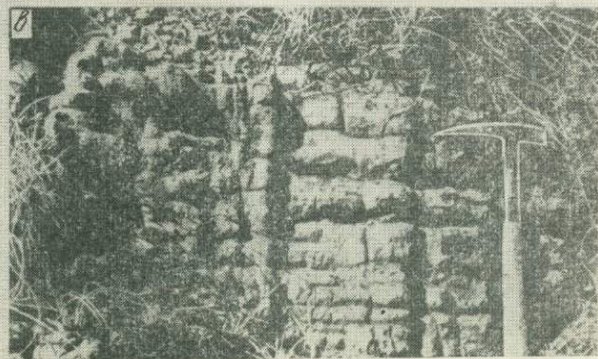


Таблица II. Полосчатость в ультраосновных вулканитах.
а, б — пикриты Камчатской провинции; в — перидотитовые коматиты Южной Африки [96].

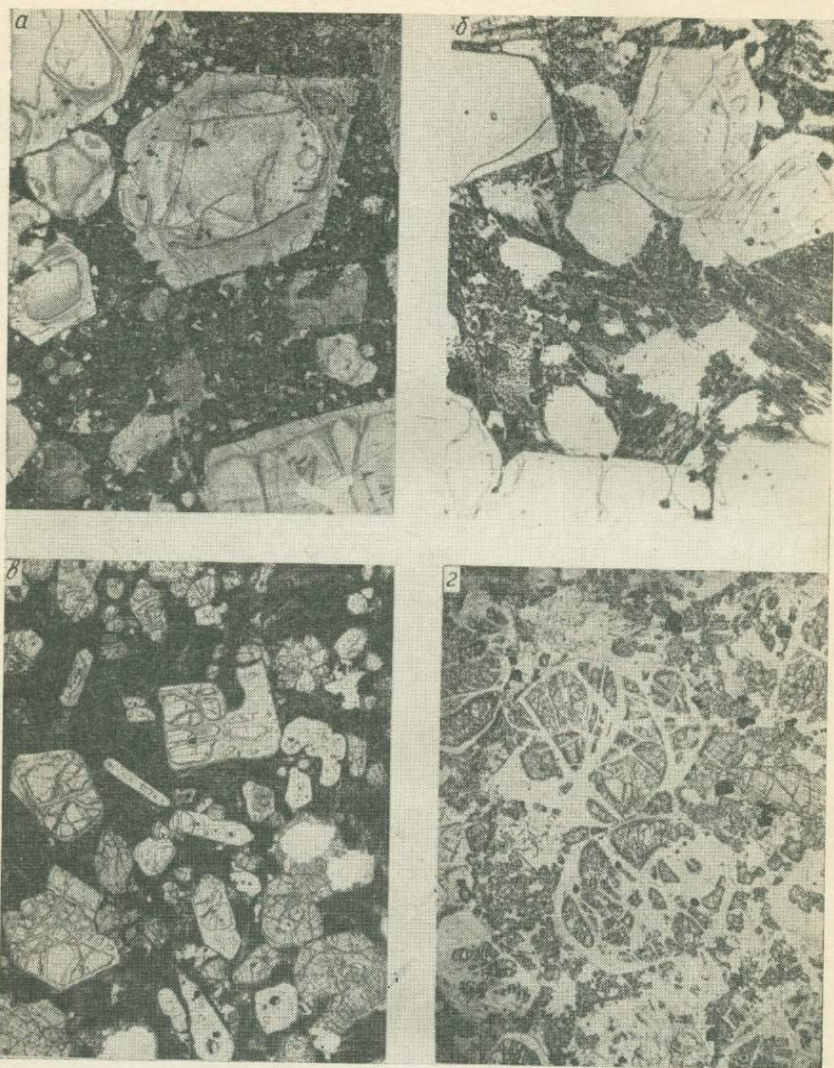


Таблица III. Микроструктуры пикритов Камчатки.

а — оливиновый пикрит с микролитовой основной массой. Без анализатора, увел. 20; *б* — оливиновый пикрит со структурой спинифекс основной массы, состоящей из кристаллов клинопироксена. Без анализатора, увел. 20; *в* — пироксен-оливиновый пикрит с витрофировой основной массой. Без анализатора, увел. 20; *г* — пироксен-оливиновый пикрит с микролитовой основной массой. Без анализатора, увел. 20.

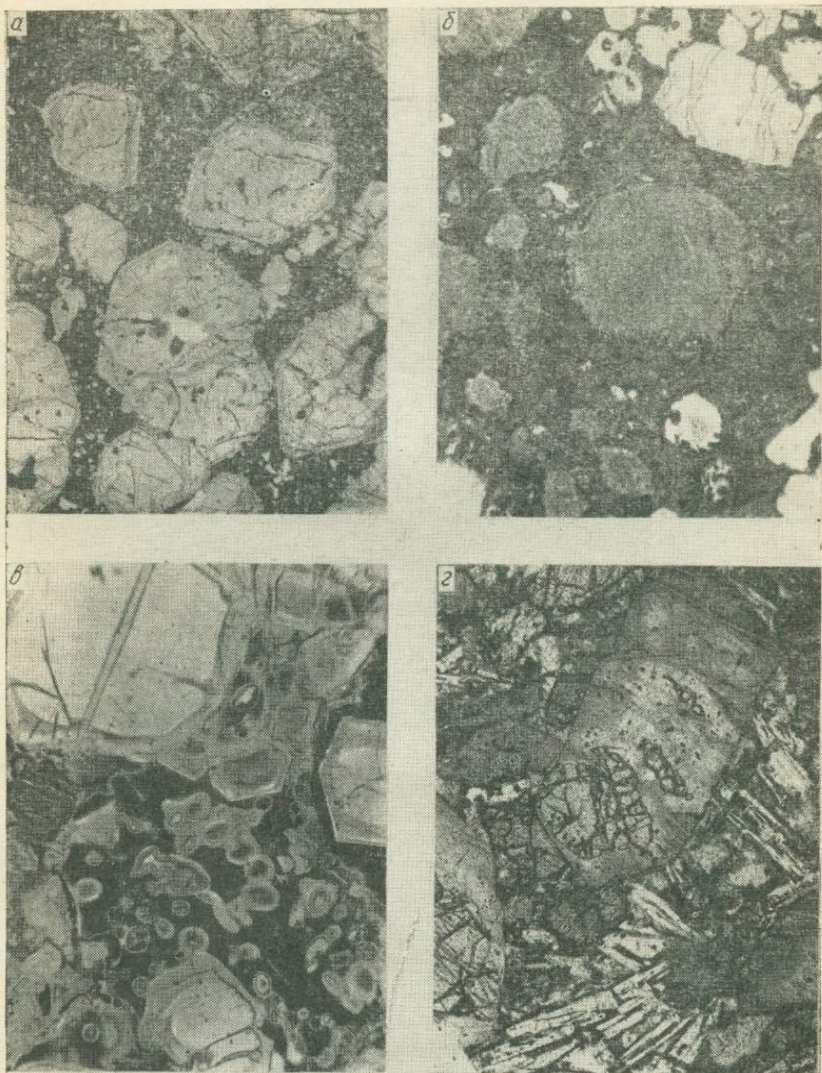


Таблица IV. Микроструктуры пикритов и «псевдопикритов» Камчатки.

a — оливиновый пикрит с переходной от витрофириковой к микролитовой основной массой. Без анализатора, увел. 20; *б* — гранат-оливиновый пикрит. Без анализатора, увел. 20; *в* — пикритовый туф. Без анализатора, увел. 20; *г* — порфировидный меланократовый габбро-долерит из сложнодифференцированного базитового силла.

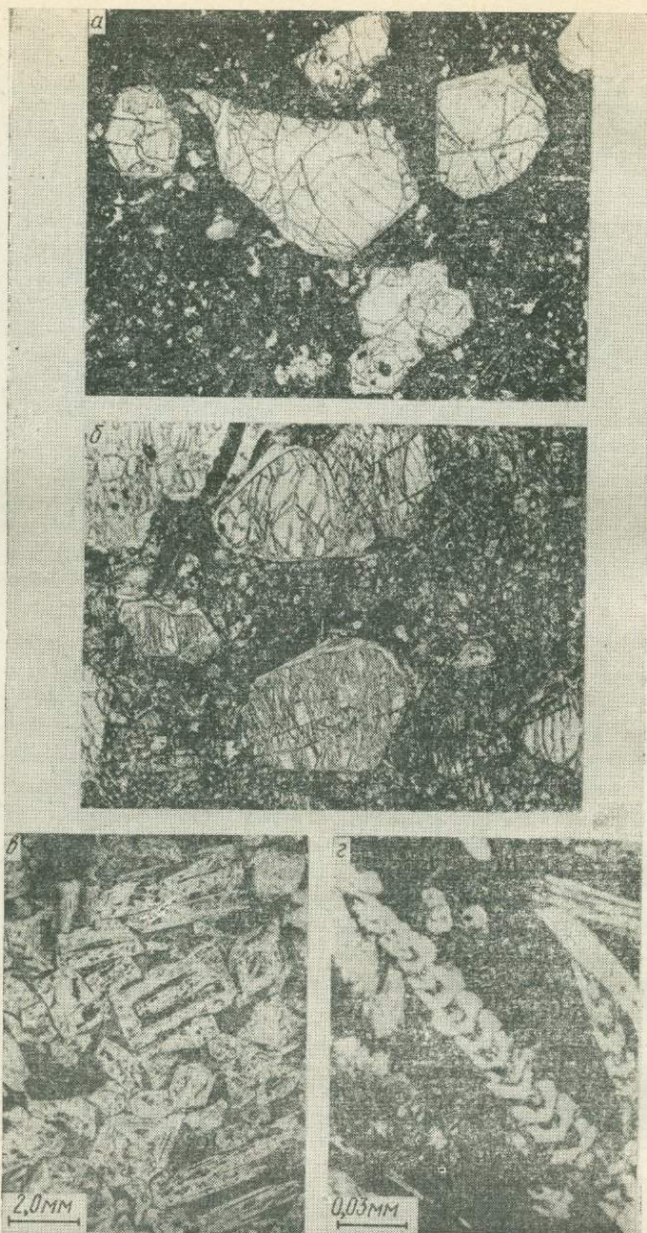


Таблица V. Микроструктуры меймечитов Маймеча-Котуйской провинции и перidotитовых коматитов.

а, б — меймечиты с микролитовой структурой основной массы (колл. Э. А. Ланды). Без анализатора, увел. 20; *в* — скелетные кристаллы оливина, замещенные серпентином в хлоритовом мезостазисе, перidotитовый коматит Австралии [85]; *г* — скелетные кристаллы клинопироксена в измененной витрофировой основной массе, перidotитовый коматит Австралии [85].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ассоциация пикритов и кварцевых диабазов Крыма/В. В. Плошко, О. Г. Сиденко, В. И. Иванов, В. С. Сукач.— Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 2, с. 442—445.
2. Багдасаров Э. А., Ланда Э. А., Марковский Б. А. Химический состав и условия кристаллизации хромшпинелидов вулканических ультрамафитов и других пород мафит-ультрамафитового ряда.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1979, ч. 108, вып. 3, с. 522—535.
3. Базилевский А. Т. Экспериментальные исследования в системе дунит— базальт.— Геохимия, 1968, № 8, с. 989—990.
4. Баранов В. В., Кромская К. М., Висневский Я. С. Асмансайский диабаз-пикритовый комплекс (С₁).— В кн.: Габброидные комплексы западной части Южного Тянь-Шаня и их минерагения. Ташкент, 1978, с. 61—69.
5. Баскина В. А. Ультраосновные вулканические породы.— Геология и геофизика, 1975, № 8, с. 3—18.
6. Бурьянова И. Э. О мезозойском проявлении щелочного, основного и ультраосновного магматизма в Главном синклинии Сихотэ-Алиня.— Труды Дальневост. политехн. ин-та, 1975, № 110, с. 33—47.
7. Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 417—590.
8. Васильев Ю. Р. Оливин ультраосновных пород севера Сибирской платформы.— В кн.: Материалы по петрографии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск, Наука, 1978, с. 101—118.
9. Васильев Ю. Р. Проблемы ультраосновных расплавов.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1978, с. 19—26.
10. Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, Наука, 1975. 270 с.
11. Владимиров А. Г., Изох А. Э., Яковлева Н. А. Пикритовые порфириды Зайсанской складчатой системы и их генезис.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1236—1240.
12. Вржосек А. А. Меймечит-пикритовый комплекс Бикинского прогиба.— В кн.: Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток, 1978, с. 84—86.
13. Геншафт Ю. С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М., Наука, 1977. 207 с.
14. Геохимическая специализация кимберлитов различных полей Якутии/ И. П. Илупин, С. Ф. Соболев, Б. П. Золотарев, А. А. Лебедев-Зиновьев.— Геохимия, 1974, № 4, с. 499—513.
15. Делицын Л. М., Мелентьев Б. Н. Механизм формирования полосчатых горных пород.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1979, т. 54, № 4, с. 102—113.
16. Дмитриев Л. В., Уханов А. В., Шараськин А. Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии.— Геохимия, 1972, № 10, с. 1155—1167.

17. *Егоров Л. С.* Происхождение и формационный состав Маймеч-Котуйского магматического комплекса.— В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970, с. 134—156.

18. *Егоров Л. С., Сурина Н. П.* Меймечиты севера Сибири (геолого-петрографические особенности и взаимоотношения с Гулинской интрузией ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов).— В кн.: Апатитоносность севера Сибири. Л., 1976, с. 19—36.

19. *Жабин А. Г.* О строении и последовательности формирования Гулинского комплекса дунитов, ультраосновных и ультраосновных—щелочных лав, щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., Наука, 1965, с. 159—191.

20. *Кокаев С. И., Плошко В. В.* Новые данные о диабаз-пикритовой формации Большого Кавказа.— Сов. геология, 1975, № 2, с. 144—148.

21. *Колосков А. В., Селиверстов В. А., Долгова Т. В.* Оливины и пироксены ультраосновных пород Восточной Камчатки.— В кн.: Минералогические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток, 1977, с. 47—58.

22. *Куликов В. С., Слюсарев В. Д., Попов М. Г.* Высокомагнезиальный вулканизм докембрия юго-восточной части Балтийского щита.— В кн.: Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1976, с. 53—60.

23. *Кутыев Ф. Ш., Кутыева Т. В.* Алмазы в базальтоидах Камчатки.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 1, с. 183—186.

24. *Ланда Э. А., Марковский Б. А., Багдасаров Э. А.* Химический состав и условия образования магнетитов и феррихромитов из меймечитов Маймеч-Котуйского региона и пикритов Камчатки.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1980, ч. 109, вып. 5, с. 545—554.

25. *Лутц Б. Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975. 165 с.

26. *Мелконян Р. Л., Плошко В. В.* Диабазовая (пикрит-диабазовая) формация Малого и Большого Кавказа.— Докл. АН АрмССР, 1973, т. 57, № 1, с. 26—29.

27. *Милашев В. А.* Кимберлитовые провинции. Л., Недра, 1974. 235 с.

28. *Михайлов Н. П., Семенов Ю. Л.* Каратургайский пикрито-диабазовый комплекс и некоторые вопросы петрологии пикритов.— Сов. геология, 1965, № 3, с. 43—58.

29. *Михайлов Н. П., Семенов Ю. Л.* Эффузивные и гипабиссальные ультрамафиты складчатых областей.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, ч. 105, № 4, с. 428—437.

30. *Нарижнев В. В., Стеблова В. М., Давидзон Р. С.* Об эффузивной природе и возрасте ультраосновных пород Северного Памира.— Сов. геология, 1977, № 4, с. 152—155.

31. *Об особенностях* состава оливинов вулканогенных ультрамафитов Маймеч-Котуйского региона и Камчатки/Э. А. Ланда, Э. А. Багдасаров, Б. А. Марковский, М. И. Хотина.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1978, ч. 107, вып. 3, с. 280—290.

32. *Первая находка алмаза в ультрамафитах Камчатки*/Н. А. Шило, Ф. В. Каминский, Л. Д. Лаврова и др. Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 5, с. 1211—1214.

33. *Плошко В. В., Грицкевич В. П.* Диабаз-пикритовая формация Большого Кавказа. (Рукопись депонирована в ВИНТИ 18 апреля 1973 г., № 5479—73 Деп.). 19 с.

34. *Проблема пикритовых вулканоплутонических ассоциаций докембрия восточной части Балтийского щита*/А. А. Предовский, А. А. Жангуров, Ж. А. Федотов, В. Ф. Смолькин.— В кн.: Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1976, с. 60—67.

35. *Селиверстов В. А.* Офиолиты Восточной Камчатки.— В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М., 1978, с. 177—239.

36. *Соболев А. В.* Фазовый состав меймечитов севера Сибири и некоторые проблемы их генезиса.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1978, с. 330—347.

37. *Станишева Г.* Ультрабазични вулканити в Тамаринския Бакаджик, Ямболско.— Списание на Бълг. геол. дружество, 1965, кн. 2, с. 135—156.

38. Сулова С. Н. Петрохимическая характеристика коматитов из нижнедокембрийских вулканогенных комплексов Кольского полуострова.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1978, ч. 107, № 1, с. 42—54.
39. Типы трендов и изоморфных замещений в авгитах вулканических ассоциаций/Л. Н. Дуденко, И. Я. Центр, Н. А. Румянцева и др.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1977, ч. 106, вып. 4, с. 403—416.
40. Трехсвятская Т. Г., Ершова М. А. К вопросу происхождения серпентинитов в районе Дегтярского месторождения.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 39—47.
41. Чайка В. М. Протерозойские коматиты Центральной Сахары.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 2, с. 446—448.
42. Шека С. А. Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 2, с. 444—447.
43. Эрлих Э. Н., Шанцер А. Е., Кутыгов Ф. Ш. Меймечиты Восточной Камчатки.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 2, с. 3—9.
44. Anhaeusser C. P. Geological and geochemical investigations of the Roo-derkans ultramafic complex and surrounding archaean volcanic rocks, Krugersdorp district.— Trans. Geol. S. Afr., 1977, vol. 80, № 1, p. 17—28.
45. Arndt N. T. Ultramafic rocks of Munro Township: economic and tectonic implications.— Spec. Pap. Geol. Assoc. Can., 1976, № 14, p. 617—657.
46. Arndt N. T. Ultrabasic magmas and high-degree melting of the mantle.— Contribs. Mineral. Petrol., 1977, vol. 64, № 2, p. 205—221.
47. Arndt N. T. Thick, layered peridotite—gabbro lava flows in Munro Township, Ontario.— Canad. J. Earth. Sci., 1977, vol. 14, № 11, p. 2620—2637.
48. Arndt N. T., Brooks C. Iron-rich basaltic komatiites in the early Precambrian Vermilion district: discussion.— Canad. J. Earth. Sci., 1978, vol. 15, № 5, p. 856—857.
49. Arndt N. T., Naldrett A. I., Pyke D. R. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario.— J. Petrol., 1977, vol. 18, № 2, p. 319—369.
50. Arth J. G., Arndt N. T., Naldrett A. I. Genesis of Archean komatiites from Munro Township, Ontario: trace-element evidence.— Geology, 1977, vol. 5, № 10, p. 590—594.
51. Barnes R. G., Lewis J. D., Gee R. D. Archean ultramafic lavas from Mount Clifford.— West Australia Geol. Surv. Ann. Rept., 1973, Extr. Rept. Dep. Mines, Perth, 1974, p. 59—70.
52. Bickle M. J., Ford C. E., Nisbet E. G. The petrogenesis of peridotitic komatiites: evidence from high-pressure melting experiments.— Earth a. Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 37, № 1, p. 97—106.
53. Bickle M. J., Martin A., Nisbet E. G. Basaltic and peridotitic komatiites and stromatolites above a basal unconformity in the Belingwe Greenstone belt, Rhodesia.— Earth a. Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 27, № 2, p. 155—162.
54. Bliss N. W., MacLean W. H. The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1975, vol. 39, № 6/7, p. 973—990.
55. Cawthorn R. G. Degrees of melting in mantle diapirs and the origin of ultrabasic liquids.— Earth a. Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 27, № 1, p. 113—120.
56. Cawthorn R. G., Strong D. F. The petrogenesis of komatiites and related rocks as evidence for layered upper mantle.— Earth. a. Planet. Sci. Lett., 1974, vol. 23, № 3, p. 369—375.
57. Cleintuar M. R., Knox C. J., Ealey P. J. The geology of Cyprus and its place in the East-Mediterranean framework.— Geol. en Mijnbouw, 1977, t. 56, № 1, p. 66—82.
58. Constitution and significance of the Troodos sheeted complex/A. Desmet, H. Lapiere, G. Rocci et al.— Nature, 1978, 273, № 5663, p. 527—530.
59. Cremer V. Mixed crystal formation in system chromite—magnetite—hercynite between 1000 and 500 °C.— N. Jb. Miner. Abh., 1969, Bd. 111, H. 2, S. 184—205.
60. Dessai A. G., Deshpande G. G. Komatiites from Sanguem Goa, India.— N. Jb. Miner. Abh., 1979, Bd. 135, H. 2, S. 209—220.
61. Diskey J. S. A primary peridotite magma. Revisited: olivine quench crystals in a peridotite lava.— Mem. Geol. Soc. Amer., 1972 (1973), № 132, p. 289—297.

62. *Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in Earliest Archean magmatism*/D. H. Green, I. A. Nicholls, M. Viljoen, R. Viljoen.—*Geology*, 1975, vol. 3, № 1, p. 11—14.
63. *Fiala F.* The silurian doleritic diabases and ultrabasic rocks of the Barandian area.—*Krystallinikum*, 1976, № 12, p. 47—77.
64. *Fleet M. E., MacRae N. D.* A spinifex rock from Munro Township, Ontario.—*Canad. J. Earth. Sci.*, 1975, vol. 12, № 6, p. 928—939.
65. *Gass I. G.* Ultrabasic pillow-lavas from Cyprus.—*Geol. Mag.*, 1958, vol. 95, № 3, p. 241—251.
66. *Gelinas L., Lajoie J., Brooks C.* The origin and significance of archaean ultramafic volcanoclastics from Spinifex ridge, Lamote township, Quebec.—*Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap.*, 1977, № 16, p. 297—309.
67. *Green D. H.* Genesis of archaean peridotitic magmas and constraints on Archaean geothermal gradients and tectonics.—*Geology*, 1975, vol. 3, № 1, p. 15—18.
68. *Hawkesworth C. J., O'Nions R. K.* The petrogenesis of some archaean volcanic rocks from Southern Africa.—*J. Petrol.*, 1977, vol. 18, № 3, p. 487—520.
69. *Hill R., Roeder P.* The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of Oxygen fugacity.—*J. Geol.*, 1974, vol. 82, № 6, p. 709—729.
70. *Hutchison C. S.* Ophiolite in South-East Asia.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, vol. 86, № 6, p. 797—806.
71. *Jensen L. S.* A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks.—*Miscellaneous Paper*, 1976, № 66, p. 1—22.
72. *Jolly W. T.* Subdivision of the archaean lavas of the Abitibi area, Canada, from Fe—Mg—Ni—Cr relations.—*Earth a. Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 27, № 2, p. 200—210.
73. *Late Cretaceous high-potassium volcanism in eastern Srednogorie, Bulgaria*/M. Boccaletti, P. Manetti, A. Peccerillo, G. Stenishcheva-Vassileva.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1978, vol. 89, № 3, p. 439—447.
74. *Lewis J. D., Williams I. R.* The petrology of an ultramafic lava near Murphy Well, Eastern Goldfields, Western Australia.—*Ann. Rept.*, 1972, *Geol. Surv. West. Austral.*, 1973, p. 60—68.
75. *Maalge S., Aoki K.-I.* The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites.—*Contribs. Mineral. Petrol.*, 1977, vol. 63, № 2, p. 161—173.
76. *Major, minor and trace element compositions of peridotitic and basaltic komatiites from the Precambrian crust of Southern Africa*/A. G. Herrman, D. P. Blanchard, L. A. Haskin et al.—*Contribs. Miner. Petrol.*, 1976, vol. 59, № 1, p. 1—12.
77. *Mantle composition derived from the chemistry of ultramafic lavas*/M. J. Bickle, C. J. Hawkesworth, A. Martin et al.—*Nature*, 1976, vol. 263, № 5578, p. 577—580.
78. *Mc Call G. J. H., Leishman J.* Clues to the origin of Archaean eugeosynclinal peridotites and the nature of serpentinization.—*Spec. Publ. Geol. Soc. Austral.*, 1971, № 3, p. 281—299.
79. *Moores E. M., Vine F. J.* The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evolution and implications.—*Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, A268, № 1192, p. 443—466.
80. *Mutanen T.* Komatiites and komatiite provinces in Finland.—*Geology*, 1976, vol. 28, № 4—5, p. 49—56.
81. *Naldrett A. J.* Nickel sulfide deposits: their classification and genesis with special emphasis on deposits of volcanic association.—*In: Metallogeny and global tectonics. Stroudsburg Penn.*, 1976, p. 208—226.
82. *Naldrett A. J., Mason G. D.* Contrasting Archean ultramafic igneous bodies in Dundonald and Clerque Townships Ontario.—*Canad. J. Earth. Sci.*, 1968, vol. 5, № 1, p. 111—143.
83. *Naldrett A. J., Turner A. R.* The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulfide mineralization at Yakabindie, Western Australia.—*Precamb. Res.*, 1977, vol. 5, № 1, p. 43—103.

84. *Naqvi S. M.* Distribution of elements in the crust and mantle during the Archaean: evidence from the Indian Shield.— *Chem. Geol.*, 1979, vol. 24, № 1—2, p. 1—23.
85. *Nesbitt R. W.* Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn Block, Western Australia: Evidence for an Archaean ultramafic liquid.— *Spec. Publ. Geol. Soc. Austral.*, 1971, № 3, p. 331—347.
86. *Nesbitt R. W., Sun S.-S.* Geochemistry of Archaean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites.— *Earth a. Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 31, № 3, p. 433—453.
87. *Nisbet E. G., Bickle M. J., Martin A.* The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe Greenstone Belt, Rhodesia.— *J. Petrol.*, 1977, vol. 18, № 4, p. 521—566.
88. *O'Hara M. J., Saunders M. J., Mery E. L. P.* Garnet-peridotite, primary ultrabasic magma and eclogite; interpretation of upper mantle processes in kimberlite.— In: *Phys. and Chem. Earth. Vol. 9*, Oxford e. a., 1975, p. 571—604.
89. *Pyke D. K., Naldrett A. J., Eckstrand O. K.* Archaean ultramafic flows in Munro Township, Ontario.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, № 3, p. 955—977.
90. *Schwarz E. J., Fujiwara Y.* Komatiitic basalts from the Proterozoic Cape Smith range in northern Quebec, Canada.— *Spec. Pap. Geol. Assoc. Canada*, 1977, № 16, p. 193—201.
91. *Searl D. L., Vokes F. M.* Layered ultrabasic lavas from Cyprus.— *Geol. Mag.*, 1969, vol. 106, № 6, p. 515—530.
92. *Simkin T., Smith J. V.* Minor-element distribution in olivine.— *J. Geol.*, 1970, vol. 78, № 3, p. 304—325.
93. *Sun S.-S., Nesbitt R. W.* Chemical heterogeneity of the Archaean mantle composition of the Earth and mantle evolution.— *Earth a. Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 35, № 3, p. 429—448.
94. *Sun S.-S., Nesbitt R. W.* Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements.— *Contribs. Mineral. a. Petrol.*, 1978, vol. 65, № 3, p. 301—325.
95. *Upadhyay H. D.* Phanerozoic peridotitic and pyroxenitic komatiites from Newfoundland.— *Science*, 1978, vol. 202, № 4373, p. 1192—1195.
96. *Viljoen M. J., Viljoen R. P.* The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht group and a proposed new class of igneous rocks.— *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, 1970, № 2, p. 55—85.
97. *Viljoen M. J., Viljoen R. P.* Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati formation of the Onverwacht group.— *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, 1970, № 2, p. 87—112.
98. *Villaume J. F., Rose A. W.* The geochemistry of some Archean ultramafic lavas.— *Chem. Geol.*, 1977, vol. 19, № 1, p. 43—60.
99. *Willett G., Eshuys E., Guy B.* Ultramafic rocks of the Widgiemooltha—Norseman area, Western Australia: petrological diversity, geochemistry and mineralisation.— *Precamb. Res.*, 1978, vol. 6, № 2, p. 133—156.
100. *Wyllie P. J., Huang W.* Carbonation and melting relations in the system CaO—MgO—SiO₂—CO₂ at mantle pressures with geophysical and petrological applications.— *Contribs. Mineral. a. Petrol.*, 1976, vol. 54, № 2, p. 79—107.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Вопросы номенклатуры и классификации ультраосновных вулканических пород	6
Глава II. Восточная Камчатка как эталонная ультраосновная вулканическая провинция	15
Геолого-структурное положение ультраосновных вулканитов	—
Общие черты геологического строения Камчатки	—
Геологическое строение Восточно-Камчатского поднятия	21
Геологическая обстановка проявления ультраосновного вулканизма	23
Морфология тел ультраосновных вулканитов и условия их формирования	32
Петрографическая характеристика ультраосновных вулканитов и нодулей гипербазитов	42
Пикриты вулканических аппаратов	—
Пикриты диатрем и пластовых залежей	50
Пикриты даек и силлов	51
Нодули полнокристаллических гипербазитов	53
Особенности минерального состава ультраосновных вулканитов	54
Петрохимия и геохимия ультраосновных вулканитов	71
Ультраосновные вулканиты и инициальный магматизм Камчатки	90
Глава III. Главные типы ультраосновных вулканических провинций	102
Ультраосновные вулканиты ранних стадий развития геосинклинально-складчатых областей	—
Ультраосновные вулканиты хр. Сихотэ-Алинь	—
Ультраосновные вулканические породы массива Тродос (о. Кипр)	107
Ультраосновные вулканиты о. Ньюфаундленд	113
Ультраосновные вулканиты поздних стадий развития геосинклинально-складчатых областей	115
Ультраосновные вулканиты рифтов	127
Ультраосновные вулканиты зеленокаменных поясов щитов	128
Ультраосновные вулканиты платформ	154
Общие закономерности формирования ультраосновных вулканических пород	168

Глава IV. Проблемы петрологии ультраосновных вулканитов	171
Особенности строения и состава ультраосновных вулканических пород	—
Ультраосновные и основные породы единых вулканических ассоциаций	196
Ультраосновные вулканические породы и интрузивные гипербазиты	205
Ультраосновные вулканические породы и модельные мантийные составы	210
Проблемы генезиса ультраосновных расплавов	213
Глава V. Проблемы рудоносности ультраосновных вулканических пород	222
Сульфидно-никелевые месторождения зеленокаменных поясов, связанные с ультраосновным вулканизмом	—
Предпосылки алмазности ультраосновных вулканических пород	227
Заключение	231
Список литературы	241

Борис Александрович Марковский,
Владимир Константинович Ротман

**ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ
УЛЬТРАОСНОВНОГО ВУЛКАНИЗМА**

Редактор издательства Т. М. Пономарева
Переплет художника Ю. И. Прошлецова
Технический редактор И. Г. Сидорова
Корректор Н. Н. Степанова

ИБ № 3299

Сдано в набор 10.06.81. Подписано в печать 16.10.81. М-22595. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага кн.-журн. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 15,5.
Усл. кр.-отт. 15,5. Уч.-изд. л. 17,85. Тираж 625 экз. Заказ № 222/510. Цена 3 руб.
Издательство «Недра». Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени
Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой
Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

3721

НЕДРА