

РЕКОМЕНДОВАНО

ОПЛАТА
ПОСРЕДСТВОМ
КАРТОЧКИ



ROBERT G. COLEMAN

OPHIOLITES

Ancient Oceanic

Lithosphere?

SPRINGER-VERLAG

BERLIN—HEIDELBERG—NEW YORK

1977

Р. Г. КОЛМАН

ОФИОЛИТЫ

Перевод с английского
канд. геол.-мин. наук Г. С. ЗАКАРИАДЗЕ и
канд. геол.-мин. наук П. П. СМОЛИНА

под редакцией
д-ра геол.-мин. наук Н. А. БОГДАНОВА

3162

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
МОСКВА 1979



В книге впервые всесторонне рассматриваются строение и состав офиолитовых комплексов мира и проводится их сопоставление с корой современных океанов. Дана подробная характеристика петрологии офиолитов, их геохимии, геологических условий формирования связанных с этими породами рудных месторождений.

Большая актуальность проблемы офиолитов и отсутствие подобного руководства в отечественной литературе делают книгу весьма полезной для широкого круга геологов, петрографов, геохимиков научно-исследовательских и производственных организаций, а также преподавателей и студентов геологических учебных заведений.

Редакция литературы по геологии

© by Springer-Verlag Berlin—Heidelberg 1977. All rights reserved. Authorized translation from English language edition published by Springer-Verlag Berlin—Heidelberg — New York

1904020000

К $\frac{20805-141}{041(01)-79}$ 141—79

© Перевод на русский язык, «Мир», 1979

В последние годы вопросы строения и структурного положения офиолитовой ассоциации занимают умы многих геологов различных стран мира. Это прежде всего обусловлено той ролью, которую играет расшифровка природы офиолитов в решении общей проблемы эволюции земной коры. В результате интенсивных исследований дна Мирового океана как с помощью глубоководного бурения, так и драгированием были получены образцы различных горных пород основного и ультраосновного состава, встречающиеся на континентах только в составе офиолитовых комплексов. С каждым годом гипотеза правомерности сравнения разрезов офиолитов с разрезом коры океанов геологического прошлого, предложенная у нас в стране академиком А. В. Пейве, подтверждается все большим и большим количеством фактов. В связи с этим несомненный интерес для советского читателя должна представить книга известного американского геолога Р. Колмана, посвященная проблеме офиолитов.

Р. Колман относится к группе ученых, которые одними из первых взялись за изучение вещественного состава пород офиолитовой ассоциации с целью их сравнения с образованиями океанической коры. Он провел детальные исследования офиолитов Калифорнии, уделяя особое внимание глубокометаморфизованным породам, связанным с ними, — эклогитам и глаукофановым сланцам. Для объяснения образования тектонических покровов офиолитов им был введен термин «обдукция», который широко используется сторонниками гипотезы тектоники плит. Как полевой геолог, петролог по специальности, Р. Колман проводил геологическое изучение офиолитов не только в Северной Америке, но и в Европе, на Ближнем Востоке, в Австралии и на островах Тихого океана. Он имел возможность познакомиться с разрезами офиолитов и у нас в стране, на Кавказе и в Средней Азии. Все это делает книгу Р. Колмана еще более ценной, так как она базируется не только на литературных источниках, но и на личных наблюдениях автора.

Очень своевременная и серьезная книга такого известного исследователя офиолитов, как Р. Колман, в сочетании с многочисленными работами по офиолитам различных областей СССР, опубликованными за последние годы советскими учеными, позволит нашим специалистам составить более полное представление о геологическом строении и формировании пород офиолитовой ассоциации, которым в современной теоретической геологии отводится очень важное место при объяснении общих процессов эволюции земной коры.

Н. Богданов

Перевод этой книги на русский язык для меня очень почетен. Я надеюсь, что геологи Советского Союза найдут мою работу полезной для их настоящих и будущих исследований офиолитов. Так как я не владею русским языком, мои сведения о многих опубликованных в СССР работах по данной проблеме далеко не достаточны. Несомненно, было бы полезно опубликовать на английском языке основные результаты изучения офиолитов территории Советского Союза, чтобы дать возможность ознакомиться с достижениями ваших ученых более широкой аудиторией.

Часть моих знаний по геологии офиолитов была получена во время участия в работе по проекту «Офиолиты» Международной программы геологической корреляции. Идея осуществления такого проекта была предложена в Москве сотрудниками Геологического института Академии наук СССР. Я хотел бы выразить свою признательность Н. Богданову, Г. Закариадзе и П. Смолину за их усилия и труд при подготовке русского перевода моей книги.

Так как развитие наук о Земле в нашу эпоху идет очень быстрыми темпами и почти непрерывно появляется много новых идей и работ, то значительная часть материала, помещенного в книге, скоро уже устареет. Но все же я надеюсь, что выход в свет русского перевода книги поможет моим коллегам в Советском Союзе в проведении ими новых и интересных исследований офиолитов.

Роберт Г. Колман

Менло-Парк, Калифорния, США
Декабрь 1977

Мне предложил написать эту книгу для серии «Минералы, горные породы и органические материалы», выпускаемой издательством «Шпрингер», проф. Р. Дж. Уилли в 1974 г. Проблема офиолитов увлекла меня еще в 1948 г., и до настоящего времени я занимаюсь ею наряду с другими вопросами как сотрудник Геологической службы США. В течение этого периода нечеткий европейский геологический термин «офиолиты» приобретал все более важное значение, и в настоящее время под офиолитами понимают все блоки древней океанической литосферы, включенные в орогенические зоны современных и древних окраин континентов. Это понятие стало неотъемлемой составной частью концепции тектоники плит.

Задача настоящей книги — собрать воедино сведения о развитии и современном состоянии знаний об офиолитах (древней океанической литосфере). Поскольку офиолиты представляют собой блоки древней океанической коры, их тектоническая позиция и возраст имеют очень важное значение при реконструкции границ древних плит. Одно из фундаментальных положений современной теории тектоники плит — генерация и поглощение океанической литосферы, в связи с чем эти древние ее осколки можно прямо использовать для реконструкции условий, господствовавших в древних океанах.

После 1970 г. интерес к офиолитам во всем мире в сильной мере стимулировался многочисленными посвященными этому вопросу совещаниями и конференциями. По инициативе д-ра Н. Богданова из Геологического института в Москве в Международную корреляционную программу был включен проект «Офиолиты континентов и сопоставимые океанические породы». По этому проекту начала работать объединенная группа исследователей из разных стран. После выявления наиболее неясных вопросов эта группа в настоящее время составляет мировую карту распространения офиолитов. Участие во многих совещаниях, посвященных проблеме офиолитов, позволило мне обменяться идеями с рядом ученых и получить сведения о деталях геологического строения многих офиолитовых комплексов. Всем коллегам, охотно обменивавшимся со мной информацией, я должен сказать: вы пополнили мои знания и укрепили понимание предмета, что нелегко было бы сделать, используя лишь одну литературу. Всем этим лицам я приношу благодарность и выражаю надежду, что каждый из них найдет в этой книге частицу своего влияния.

Вначале предполагалось поместить в данной книге по возможности наиболее полный список мировой литературы по оффиолитам, но он оказался бы слишком длинным для такой небольшой книги. Многие работы, особенно русских и ряда европейских ученых, не удалось использовать из-за незнания языков. Приведенный библиографический список ограничен условной границей — декабрем 1975 г.

Книгу эту я посвящаю моей жене Катрин, неизменная поддержка которой была для меня источником вдохновения. Подготовка работы к печати способствовало много людей. Особую признательность выражаю коллегам, прочитавшим всю рукопись или ее часть, что позволило улучшить ее последний вариант, — У. Г. Эрнсту, Д. Генту, У. П. Ирвину, З. И. Петерман и У. И. Холлу. Очень ценными были окончательное редактирование и корректура, осуществленные Мери Донато, а также тщательная перепечатка рукописи Лаурой Харбау. Я должен также выразить благодарность за иллюстрации в книге Ф. Портилло и моему сыну Дирку Дж. Колману. Эта работа выполнялась под руководством У. И. Холла, поддержка и дружеская помощь которого способствовали ее успешному завершению. Публикация книги одобрена директором Геологической службы США.

Роберт Г. Колман

Мейло-Парк, Калифорния
Апрель 1977

ЧТО ТАКОЕ ОФИОЛИТЫ?

Использование научных терминов в геологии всегда представляло собой определенную проблему, особенно в тех случаях, когда эти термины одновременно имели описательное значение и характеризовали процесс. В этом смысле особенно показательна история использования термина «офиолит», которому многие авторы придавали различный смысл. Первоначально Броньяр [52] использовал это название для обозначения серпентинитов. Само слово «офиолит» происходит от греческого корня *orphi*, что означает «змея», поскольку рассланцованные серпентиниты имеют зеленый цвет и пятнистый и блестящий внешний вид. Некоторое время термины «офиолит» и «серпентинит», по существу, были синонимами. Так, даже в четвертом издании «Минералогии» Дана [107] разновидности серпентинитов с примесью карбонатов называются «верде антико», «офит», «офиолит» и «офикальцит». Известную путаницу внесли Фуке и Мишель-Леви [142], которые начали использовать определение «офитовая» для обозначения структуры диабазов. В общем первоначально термин «офиолит» был довольно неопределенным описательным термином, применявшимся для обозначения различного рода серпентинизированных ультраосновных пород. В результате серпентинизации возникают весьма различные образования, и, вероятно, нечеткое использование рассматриваемого термина как собирательного привело к тому, что, помимо серпентинитов, им начали обозначать и ассоциирующиеся с ними породы, особенно в тех случаях, когда они были перемешаны тектоническими процессами.

В конце XIX и в начале XX в. европейские минералоги и петрографы каждый на свой лад расширяли, ограничивали или видоизменяли сферу применения термина «офиолит». Явная путаница, однако, ни в какой мере не уменьшала популярности этого слова, и противоречивое его использование продолжалось. В своей фундаментальной статье, посвященной офиолитовым зонам в Средиземноморских горных цепях, Штейнман [366] выдвинул примечательное новое положение о родственных соотношениях между перидотитами (серпентинитами), габбро, диабазами, спилитами и другими ассоциирующимися с ними

породами. При этом термин «офиолиты» этот автор стал использовать уже для обозначения не отдельной породы, а целой ассоциации пород. Штейнман [365, 366] был поражен тем фактом, что вся эта ассоциация родственных пород приурочена к бескорневым надвиговым покровам Апеннин, и придал термину генетический смысл со следующим определением: «Название «офиолиты» следует использовать для обозначения лишь такой ассоциации родственных ультраосновных пород с неизменной главенствующей ролью перидотитов (серпентинитов) и с подчиненными количествами габбро, диабазов, спилитов или норитов и близких к ним пород. Этот термин не следует использовать для определения ассоциаций, в которые входят только диабазоподобные породы, хотя бы и вполне сходные по составу и структуре». К сожалению, в этом определении отсутствуют указания на какие-либо физические или химические процессы, в результате которых формировались породы. Штейнман предположительно рассматривал офиолиты как ассоциацию, возникновение которой обусловлено тесно связанными проявлениями магматизма.

Штейнман [366] следующим образом описывает эволюцию магматизма в офиолитовой серии: «Вначале консолидируется в виде перидотитов главное тело ультраосновного массива, затем следуют габбро («эуфотид» итальянских геологов) и ассоциирующиеся с ним пироксенитовые дайки (ныне представленные нефритом и каркаро) и в заключение диабаз-спилиты с вариолитовыми краевыми зонами («габбро россо» и «верде» итальянцев). После этого формируются медьсодержащие металлоносные жилы, которые секут габбро, диабаз-спилиты и вмещающие осадочные породы. Таким образом, первыми консолидируются наиболее плотные и бедные летучими составные части. Это, однако, объясняется не простой гравитационной сепарацией, как допускал Штауб [364] для альпинотипных серпентинитов. Если бы его предположение было верным, то возникала бы остаточная флюидная магма, из которой кристаллизовались бы полевошпатовые породы, которые бы всегда перекрывали серпентиниты. В действительности же последние прорываются полевошпатовыми породами снизу. Гораздо более вероятно, что здесь мы имеем дело с дифференциацией, независимой от гравитационной стратификации; в ходе этого процесса относительно легкие массы всегда остаются в обособлениях магмы на глубине. Таким же образом осуществляется и второй этап дифференциации при становлении розового габбро, когда на глубине остаются магма диабаз-спилитов и минерализующие флюиды. Относительное обилие летучих в наиболее позднем члене серии фиксируется выполнением интерстиций и вариолей в спилитовой подушечной лаве вторичными минералами, нали-

нием кварца в меденосных жилах, стеатитизацией вмещающих пород и, наконец, контактовым метаморфизмом, связанным со спилитами».

Далее Штейнман обращает внимание на связь ассоциации с глубокоководными осадками, в которые перемещались или внедрялись офиолиты. Эти абиссальные осадки представлены главным образом кремнями (радиоляриты), пелагическими глинами и кальционелловыми известняками. Понятие «штейнмановская триада», которая состояла из серпентинитов, диабаз-спилитов и кремней, постепенно заменилось понятием «офиолиты»; так термин «офиолиты» стал обозначать генетическую ассоциацию горных пород. Это в свою очередь привело к общей концепции, утверждающей, что офиолиты представляют собой мощные подводные излияния, формировавшиеся на ранних стадиях развития геосинклиналей. Европейские геологи обычно принимали концепцию Штейнмана о происхождении офиолитов, поскольку она удовлетворительно объясняла ассоциацию основных и ультраосновных пород в альпийских орогенических зонах. В тот же период Бенсон [33] выдвинул идею о перидотитах и серпентинитах, которые он рассматривал как плутонические образования, внедрявшиеся в геосинклинальные осадки в орогенических поясах, в связи с чем эти породы и были названы альпинотипными. Одновременно Боуэн [48] выступил с концепцией кристаллизационной дифференциации, в ходе которой образуется «каша» кристаллов оливина, выделившихся из базальтовой магмы. Эта масса с небольшим количеством остаточной магматической жидкости способна к самостоятельной интрузии в верхнюю часть земной коры. Экспериментальная работа Боуэна показала, что жидкая перидотитовая магма может существовать лишь при очень высоких температурах, которые не реализуются в земной коре. Работа Боуэна обратила внимание геологов на проблематичность генерации перидотитовых магм, и у американских ученых возникла тенденция отделять перидотиты от ассоциирующихся с ними габбро, диабазов, подушечных базальтов и рассматривать перидотиты как плутонические продукты аккумуляции кристаллов. Необходимо отметить, что положение и ассоциации перидотитов в Америке и Европе резко различны, и это привело к противоречиям, существующим и по сей день. Так, термин «офиолиты» в том виде, как он был первоначально введен Штейнманом, не привился в Америке.

В период с 1930 по 1960 г. главные интересы петрологов концентрировались на изучении гранитов и вулканических пород и лишь немногие исследователи занимались офиолитовой ассоциацией. Исключение представляют работы Хесса [180—182], который изучил многие массивы основных и ультраосновных пород и получил результаты, противоречащие данным экспериментов

Боуэна: Явное отсутствие высокотемпературных контактовых ореолов вокруг тел перидотитов и их почти универсальное частичное превращение в серпентиниты привело Хесса [180] к представлению о низкотемпературной первичной перидотитовой магме: «Если предположить, что ультраосновная магма содержит значительное количество воды (от 5 до 50%), то можно говорить о ее существовании в виде магматической жидкости при достаточно низких температурах. Предположение о высоком содержании воды согласуется с особенностями проявления серпентинизации, свидетельствующими о том, что этот процесс осуществляется на последней стадии кристаллизации магмы».

Концепция Хесса о водной перидотитовой магме, из которой в качестве позднемагматического минерала кристаллизуется серпентин, была опровергнута позднее Боуэном и Таттлом [49], которые экспериментально показали невозможность существования водосодержащих перидотитовых расплавов при температурах ниже 1000° и малую вероятность их существования выше 1000°. Стало ясным, что ни полевые наблюдения, ни их интерпретации нельзя примирить с экспериментальными работами по перидотитам. Проблема происхождения перидотитов получила дальнейшее развитие в связи с изучением генетически разнородных ультрабазитов. Европейские геологи подчеркивали тесную связь перидотитов, габбро и подушечных базальтов (офиолиты), тогда как американские геологи стремились отделять перидотиты от ассоциирующихся с ними основных пород. Брюн [54—56], основываясь на результатах своих исследований в Греции, особенно массива Вуринос, настойчиво подчеркивал отмеченную выше тесную связь и рассматривал офиолитовую ассоциацию как результат мощных подводных излияний магмы. По его мнению, эти излияния базальтовой магмы происходили вдоль рифтовых структур на границах геосинклинальных бассейнов (см. [14]). Видимая стратифицированность от перидотитов внизу до габбро и в конечном счете до базальтов сверху считалась обусловленной дифференциацией базальтовой магмы после излияния [55]. Таким образом, была выдвинута концепция формирования офиолитовых комплексов в процессе развития эвгеосинклинали в результате дифференциации ранних излияний базальтовой магмы [14]. В тот период эта идея была широко принята европейскими геологами. Однако количественное отношение перидотитов и основных пород (~3:1) нельзя было объяснить нормальной дифференциацией базальтовой магмы. Эта тенденция навязать представление об одноактном когенетическом происхождении офиолитовой серии натолкнулась на противоречащие ей факты, которые в конечном счете должны были привести к более правдоподобным решениям.

В течение последних 15 лет произошло сближение взглядов европейских и американских геологов на происхождение офиолитов. Это было обусловлено расширением обмена мнениями и развитием интенсивных исследований гипербазитов. В результате этого, а также в связи с развитием новых концепций глобальной тектоники произошло радикальное изменение представлений.

Ранняя стадия сближения концепций, касающихся проблемы офиолитов, ознаменовалась публикацией сборника статей 33 авторов [429], в котором были приведены новые интересные данные об ультрабазитах и связанных с ними породах. Из описанных специфических ассоциаций с участием гипербазитов оказалось возможным выделить явно относящиеся к офиолитам. Ниже кратко перечислены все эти ассоциации.

1. Расслоенные крупные габбро-норит-перидотитовые интрузии. Примеры: Стиллуотер, Великая Дайка, Бушвелд, Маскоккс, Скергаард.

2. Ультраосновные породы в дифференцированных базитовых силлах и малых интрузиях. Пример: о. Скай.

3. Ассоциация концентрически-зональных дунит-перидотитовых массивов. Примеры: о. Дьюк, Аляска, Урал.

4. Ассоциация альпинотипных перидотитов и серпентинитов (офиолитов). Примеры: Папуа, Ньюфаундленд, Кипр, Оман.

5. Мелкие проявления гипербазитов в кислых батолитах. Пример: Сьерра-Невада.

6. Щелочные ультраосновные породы в кольцевых комплексах. Примеры: Магнет-Ков, Кольский полуостров.

7. Кимберлиты. Примеры: Южная Африка, Аризона.

8. Гипербазитовые лавы. Примеры: Канада, Западная Австралия, Южная Африка.

9. Нодули ультраосновных пород. Примеры: щелочные базальты из различных частей мира, например с Гавайских островов, из шт. Аризона.

В приведенном выше подразделении ассоциаций с участием гипербазитов альпинотипные перидотиты четко отделены от других проявлений, с которыми они в прошлом тесно смешивались. Так, например, особенности Стиллуотерского массива ранее использовались для объяснения соотношений, якобы проявляющихся у альпинотипных перидотитов [180].

Среди американских геологов Тайер [388] был единственным, кто отстаивал идею о тесных родственных связях перидотитов и ассоциирующихся с ними базитовых пород. Для этой ассоциации он предложил название «род альпийской основной магмы» (Alpine Mafic Magma Stem). Тайер подчеркнул, что габбро, диабазы и ассоциирующиеся с ними лейкократовые породы вполне могут выделяться из единой первичной перидоти-

товой магмы. Настойчивость этого исследователя в вопросе единства пород альпинотипных рядов послужила для американских геологов толчком к переоценке отношения к европейской концепции офиолитов.

В заключительном обзоре по гипербазитам Уилли [429], рассматривая различные гипотезы происхождения ультрабазитов, отметил, что большинство исследователей придерживаются представлений об их мантийной природе, однако существуют широкие расхождения во взглядах на характер имеющих к этому отношение мантийных процессов. Из них по крайней мере два относятся к числу магматических: 1) дифференциация базитового расплава с образованием ультраосновной «каши», которая или образует серию кумулятов, или внедряется вверх в вязком состоянии; 2) образование в мантии первичной перидотитовой магмы, которая затем или интродуцирует в земную кору в кашеобразном состоянии, или после консолидации в мантии тектонически «доставляется» в твердом состоянии. Однако главная проблема плутонических (выделившихся из мантии) перидотитов, вызывающих лишь крайне незначительный контактовый метаморфизм, в то время не была решена. Остались нерешенными и вопросы механизма становления перидотитов. Лишь концепции тектоники плит предоставили новую возможность для решения вопроса становления альпинотипных перидотитов. Почти одновременно был опубликован ряд статей [82, 117, 109, 286, 75]¹, в которых развивался тезис о фрагментах океанической литосферы, надвинутых на окраины континентов или поддвинутых (обдуктированных) под них при сближении плит. Общие сопоставления показали, что петрографические типы пород океанической литосферы сходны с сериями перидотиты—габбро—диабазы—подушечные лавы (офиолиты), весьма многочисленными в орогенических поясах мира. Таким образом, исходные концепции Штейнмана [366] завершили полный круг, преобразовавшись под влиянием современных представлений петрологии и тектоники плит. Вскоре Геологическое общество Америки созвало Пенроузскую конференцию, посвященную офиолитам [10]. Участники конференции пришли к согласованному решению о целесообразности дальнейшего использования термина «офиолиты», но в увязке с прежним европейским содержанием.

Офиолиты в современном понимании, как было предложено на Пенроузской конференции, — это характерная ассоциация основных — ультраосновных пород. Этот термин не следует ис-

¹ Еще раньше, в 1969 г., в журнале «Геотектоника», № 2, была опубликована статья А. В. Пейве «Океаническая кора геологического прошлого», в которой была дана характеристика происхождения и тектонического положения офиолитов, широко принятая сейчас во всем мире. — *Прим. ред.*

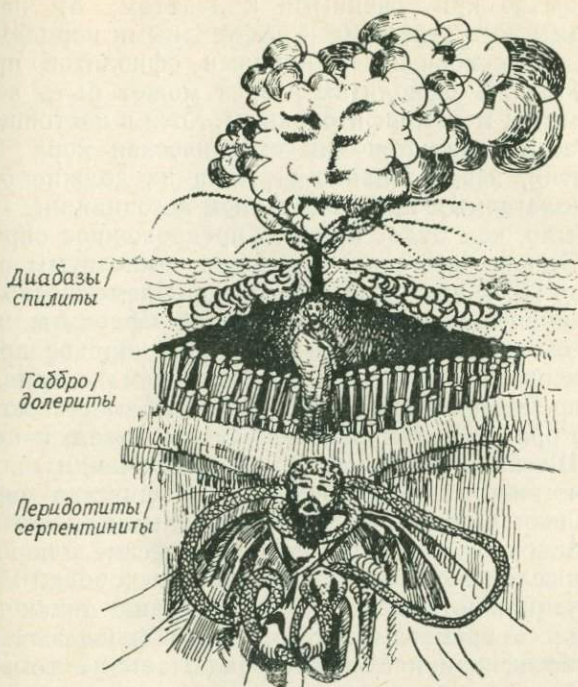


Рис. 1. Шарж, изображающий взгляд геологов на «штейнмановскую триаду» (по проф. И. Ден Тексу).

пользовать в качестве названия какой-либо породы или литологической единицы при картировании. В полной офиолитовой серии снизу вверх представлены следующие типы пород:

Ультрабазитовый комплекс, состоящий из гарцбургитов, лерцолитов и дунитов в различных количественных соотношениях, обычно обладающих текстурами тектонитов и более или менее серпентинизированных.

Габброидный комплекс с кумулятивными текстурами и структурами, обычно с перидотитовыми и пироксенитовыми кумулятами, как правило, менее деформированными по сравнению с породами ультрабазитового комплекса.

Комплекс параллельных даек основного состава.

Основной вулканический комплекс, сложенный обычно подушечными лавами.

Ассоциирующиеся типы пород представлены 1) перекрывающими осадками, обычно включающими пачку ленточных кремнистых пород с тонкими прослоями глинистых сланцев и небольшим количеством известняков; 2) линзовидными телами

хромитов, обычно приуроченными к дунитам; 3) натровыми лейкократовыми интрузивными и эффузивными породами.

Часто между основными единицами офиолитов прослеживаются разломы. В офиолитах разрез может быть неполным, разобщенным или метаморфизованным. Хотя в настоящее время офиолиты рассматриваются как океаническая кора и блоки верхней мантии, использование термина не должно ограничиваться предполагаемым происхождением ассоциации.

Неясно было, как будет принято предложенное определение офиолитов. Однако недавно прошедшие симпозиумы в Москве [11] и Париже [266], посвященные этой проблеме, позволяют полагать, что концепция, согласно которой офиолиты представляют собой океаническую кору, получила широкое признание. Правда, Миясиро [272, 274, 275, 276] в общем не принял предложенное определение офиолитов и разработал свою классификацию, которая в целом возвращает нас назад, к первичной концепции Штейнмана. В этой классификации полностью игнорируется аллохтонная природа большинства офиолитов и их несомненная связь с глубоководными пелагическими осадками. Миясиро объединяет магматические породы, несомненно переслаивающиеся с флишем, с породами офиолитовой ассоциации, которые по происхождению никак не могут быть связаны со временем формирования флишевых клиньев. Значение классификации Миясиро заключается в том, что она подчеркивает различия валового химического состава некоторых офиолитов и современных вулканитов, изливающихся в центрах спрединга.

Представляется маловероятным, чтобы возникло общее согласие в вопросе о формировании и становлении офиолитов. Главные затруднения при решении проблемы офиолитов связаны с тем, что эти породы могут быть изменены эрозией, выветриванием, тектоническим расчленением, складчатостью и метаморфизмом. При проявлении этих процессов трудно определить, соответствуют ли такие породы части океанической коры или формировались при участии иных геологических процессов. Отсутствие актуалистических ситуаций, при которых ясно фиксировалось бы надвигание океанической коры на окраины континентов или поддвигание под них, не позволяет однозначно решить проблему происхождения офиолитов. Главная задача настоящей монографии и заключается в том, чтобы представить косвенные доказательства, подтверждающие предложенную гипотезу происхождения офиолитов в рамках тектоники плит.

ТЕКТОНИКА ПЛИТ И ОФИОЛИТЫ

316R

Развитие гипотезы тектоники плит в течение последнего десятилетия привело к поразительным изменениям в общих геологических представлениях. Многочисленные противоречия, существовавшие длительное время в вопросе о происхождении офиолитов, первыми нашли свое новое решение в рамках теории тектоники плит [148, 124, 183, 390, 82, 117, 286]. В современном толковании офиолиты представляют собой океаническую кору, образовавшуюся в срединно-океанических хребтах, откуда они медленно мигрировали в результате раздвигания океанического дна в направлении к окраинам континентов, погружаясь (субдуктируя) в мантию. В определенных условиях на границах плит пластины океанической литосферы надвигались (обдуктировали) на краевые части континентальных плит [82]. В настоящее время реальный механизм становления офиолитов на окраинах континентов еще представляет предмет оживленных споров, однако большинство геологов полагают, что пластины офиолитов имеют аллохтонную природу и изначально образовались в условиях, резко отличных от тех, в которых они сейчас находятся [109, 431, 152, 266, 115, 90]. Это современное представление весьма отличается от более ранних взглядов, согласно которым ультрабазиты офиолитового разреза являлись магматической интрузией [180]. В соответствии с этими ранними представлениями офиолиты рассматривались как наиболее древняя магматическая фаза геосинклиналей, т. е. они считались автохтонными образованиями, пересланяющимися с геосинклинальными осадками [223, 56, 14]. Еще Штейнман [365] и Зюсс [373] указывали на экзотический характер глубоководных (кремнистых) осадков, которые ассоциируются с офиолитами, однако в то время возможность тектонической транспортировки офиолитов совершенно не принималась во внимание. В работах по детальному картированию районов развития офиолитов, опубликованных в 50—60-х годах, утверждалось представление об аллохтонной природе этих комплексов и тесной их связи с меланжем [341, 144, 287, 79, 80, 159, 112]. Вместе с тем было показано, что современные сейсмические пояса соответствуют швам, по которым происходили тектонические движения между



жесткими плитами [208]. Эти два обстоятельства создали благоприятную обстановку для развития представлений о том, что взаимодействие плит обуславливает надвигание или поддвигание океанической коры в краевых частях континентов [82, 116, 117, 20]. Гипотеза тектоники плит объясняла парадоксальные соотношения высокотемпературных ультраосновных и основных пород с сопредельными с ними осадочными породами без всяких признаков контактового метаморфизма. В соответствии с этой гипотезой офиолиты представляют собой океаническую литосферу, возникшую преимущественно при аккреции плит на их границах, где в наибольшей мере проявляется магматическая деятельность. После аккреции в раздвигающемся хребте охладившаяся океаническая литосфера перемещалась в виде низкотемпературной обособившейся пластины в осадки окраины континентов. Почти все тектонические аспекты взаимодействия плит литосферы, за исключением становления офиолитов, реально проявляются в настоящее время. В связи с этим представление об офиолитах как об океанической литосфере нуждается преимущественно на отдельных, нередко случайных доказательствах и поэтому может быть подвергнуто критике.

Если современная океаническая литосфера соответствует древней океанической литосфере (офиолиты), то сопоставление их петрологических, геологических и физических характеристик должно установить их значительное сходство. Наиболее слабое место в только что изложенном соображении заключается в допущении полной аналогии процессов новообразования океанической коры в настоящее время и в прошлом. В вопросе сопоставления континентальных офиолитов и современной океанической литосферы существует несколько аспектов. Вероятно, наиболее серьезной проблемой является большое различие в возрасте между современными центрами раздвижения океанического дна и континентальными офиолитами, которые образовались в древних, ныне исчезнувших океанах. Принято считать, что в течение всего фанерозойского времени проявлялись такие же процессы, как и современные, приводящие к образованию океанической коры. Геофизические данные и оценки характера центров раздвижения океанического дна и возникающей при этом океанической коры представительны лишь для очень небольшого поддающегося наблюдениям интервала времени, вероятно не более 1—15 млн. лет. Допущение, что в этом процессе отсутствовали какие-либо вековые вариации, может лишь осложнить общее решение проблемы. Все современные модели центров раздвижения созданы на основе изучения Срединно-Атлантического хребта [374, 65, 66, 278, 15], однако мы лишены возможности установить, каким образом атлантическая океаническая кора, формировавшаяся в течение последних

80 млн. лет, транспортировалась на континентальную окраину в результате процессов тектоники плит, так как на континентах нет доступных разрезов для изучения океанической коры Атлантики. Офиолиты, образовавшиеся в океане Тетис, в пределах Средиземноморского региона, хорошо обнажены и уже много лет детально изучаются [283, 152, 266]. Значительная часть информации, полученной при изучении офиолитов Тетиса, использована при разработке моделей современных центров спрединга океанического дна [66]. Офиолиты Тетиса рассматриваются как океаническая кора, возникшая при раздвигании дна юрского океана, который в настоящее время окончательно исчез в результате сближения Африканской и Европейской плит. Резонно задать вопрос: одинаковыми ли были центры раздвигания океанического дна юрского Тетиса и современного Срединно-Атлантического хребта? Несомненно, при использовании особенностей, наблюдающихся в древних континентальных офиолитовых комплексах, для интерпретации скрытых частей современных центров раздвигания океанического дна возникнут различные осложнения (см., например, [66]). И тем не менее при разработке геологических моделей такого рода сопоставления правомерны, хотя использовать их необходимо с большой осторожностью.

При сопоставлениях офиолитов континентов и океанической литосферы следует также тщательно рассмотреть возможность формирования последней в иных тектонических обстановках, помимо срединно-океанических хребтов. Например, вполне резонно говорить о возможности возникновения океанической коры в краевых бассейнах позади океанических островных дуг и предположительно над зонами субдукции [221, 117]. К сожалению, в настоящее время еще отсутствуют данные детальных исследований краевых бассейнов, которые позволили бы разработать модель формирования океанической коры в этой обстановке. Такие мелкие океанические бассейны, как Красное море, в настоящее время раздвигаются, и в них образуется новая океаническая кора, однако неясно, насколько проявляющиеся здесь процессы раздвигания и возникающие при этом продукты сходны с наблюдающимися в зоне современного Срединно-Атлантического хребта. Недавно опубликованная работа о миоценовых офиолитах, сформировавшихся на ранних стадиях раздвигания Красного моря, показала, что этот комплекс по своей структуре и химизму отличается от ранее предложенных моделей раздвигающихся хребтов [87]. Кроме того, океаническая кора может возникать в зонах трансформных разломов [8].

К настоящему времени мы еще не выявили сколько-нибудь надежных химических, геологических и физических критериев разграничения различных тектонических обстановок океанов.

Дополнительные осложнения в интерпретациях офиолитов могут быть обусловлены тектоническим наложением океанической коры на вулканиты островных дуг или возникновением вулканических островных дуг на фундаменте из океанической литосферы [137, 274—276]. В таких случаях, перед тем как использовать детальные химические данные для разграничения отдельных частей конкретного офиолитового комплекса, необходимо провести особо тщательные геологические исследования. Подобная ситуация возвращает нас к исходным позициям проблемы, а именно к вулканическим породам в геосинклинальных осадках; например, для эвгеосинклиналей очень характерно переослаивание осадков с основными эффузивами [223]. Во флишевых осадках окраин континентов присутствуют мощные толщи подводных базальтов, которые иногда чередуются с флишем [374, 377, 61]. По химическому составу эти базальты сходны с океаническими, но они не ассоциируются со свитами параллельных даек, расслоенными габро и перидотитами. Очевидно, эти вулканиты не связаны с океанической литосферой, а отражают специфический тип вулканизма на окраинах континентов и входят в качестве составной части в формацию кластических клиньев. К сожалению, Миясиро [274] рассматривает автохтонные подводные базальты кластических клиньев окраин континентов как часть офиолитовой серии, возвращая нас, таким образом, к ранее существовавшей путанице вокруг «штейнмановской триады». Я не приемлю классификацию офиолитов Миясиро и рассматриваю автохтонные базальты кластических клиньев как самостоятельное семейство магматических пород, обособленное от офиолитов.

Рассмотрим фактические соотношения между океанической корой и континентальными офиолитами. В результате многочисленных сейсмических исследований в океанах, данные которых недавно были обобщены Кристенсенем и Салисбери [74], появились косвенные доказательства довольно простой слоистой структуры океанической коры. Сейсмические данные вместе с материалами более 200 глубоководных буровых скважин позволяют подразделить океаническую кору на три характерных слоя. Верхний слой, называемый осадочным или слоем 1, сложен осадками в различных стадиях литификации, которые трансгрессивно во времени налегают на коровые магматические породы, по мере того как магматическая кора перемещается в сторону от центра раздвигания океанического дна. Мощность этого слоя колеблется в зависимости от возраста коры и источника осадков. В среднем она составляет 0,3 км, а скорость прохождения сейсмических волн V_p в этом слое колеблется от 1,5 до 3,4 км/с [348]. Считается, что слой 2 сложен преимущественно подводными подушечными базальтами, магнитные свой-

ства которых и обуславливают в основном линейные магнитные аномалии, прослеживающиеся параллельно раздвигающимся хребтам [410, 177, 63]. Мощность слоя 2 в среднем составляет $1,39 \pm 0,5$ км, а средняя скорость прохождения сейсмических волн V_p в нем равна $5,04 \pm 0,69$ км/с [74]. Верхние части слоя 2 вскрыты глубоководным бурением, в результате чего подтвердилась его базальтовая природа, по крайней мере для верхней части. Слой 3, иногда называемый океаническим, имеет среднюю мощность $4,97 \pm 1,25$ км, а средняя скорость прохождения сейсмических волн V_p в нем равна $6,73 \pm 0,19$ км/с [74]. Прямое опробование слоя 3 при бурении пока не производилось, но при драгированиях, несомненно, извлекались обломки слагающих его пород. В различных частях Тихого океана в основании слоя 3 установлен базальный слой мощностью около 3 км, характеризующийся аномально высокими скоростями прохождения сейсмических волн — $7,1$ — $7,7$ км/с [376]. В пределах верхних двух километров слоя 3 скорости прохождения сейсмических волн V_p уменьшаются от 6,8 до 6,5 км/с для участков, имеющих возраст 40 и около 80 млн. лет соответственно после момента образования в раздвигающемся хребте [74]. Непосредственно под современными раздвигающимися хребтами слой 3 сокращенной мощности покоится на аномальной мантии, в которой скорость прохождения волн V_p понижена ($7,2$ — $7,7$ км/с) [378], однако океаническая кора, имеющая возраст 15 млн. лет и более, налегает на мантию, в которой $V_p = 8,0$ — $8,3$ км/с [74] (рис. 2). Большинство исследователей полагают, что ниже слоя 3, или поверхности прерывности Мохоровичича, располагается сейсмически анизотропная мантия, сложенная остаточными перидотитами, которые претерпели деформацию в твердом состоянии [74]. Следует учитывать, что для сейсмических данных характерна тенденция к усреднению неоднородностей океанической коры, как это имеет место и для континентальной коры. В связи с этим при реконструкциях, основанных на сейсмических профилях, в любой части земной коры мы получаем очень упрощенную последовательность слоев. Несомненно, в дальнейшем по мере применения более точных и тонких геофизических исследований будет установлено все более сложное строение океанической коры.

При сопоставлении слоистой структуры океанической коры, установленной преимущественно по сейсмическим данным, и выявленной стратиграфической последовательности пород континентальных офиолитовых комплексов обнаруживается их явное сходство, которое и используется в качестве сильного аргумента в пользу их корреляции [20, 82, 117, 75, 316, 266, 74]. На рис. 3 легко можно видеть уязвимость такого сопоставления, поскольку офиолиты имеют значительно меньшую мощность, чем

океаническая кора в среднем. При этом базальты в некоторых офиолитовых комплексах слагают толщи, мощность которых в ряде случаев превышает мощность слоя 2 океанической коры, определенную по сейсмическим данным [109]. Эти расхождения частично можно объяснить, если отнести ультрабазитовые кумуляты офиолитовых комплексов к океанической коре [285].

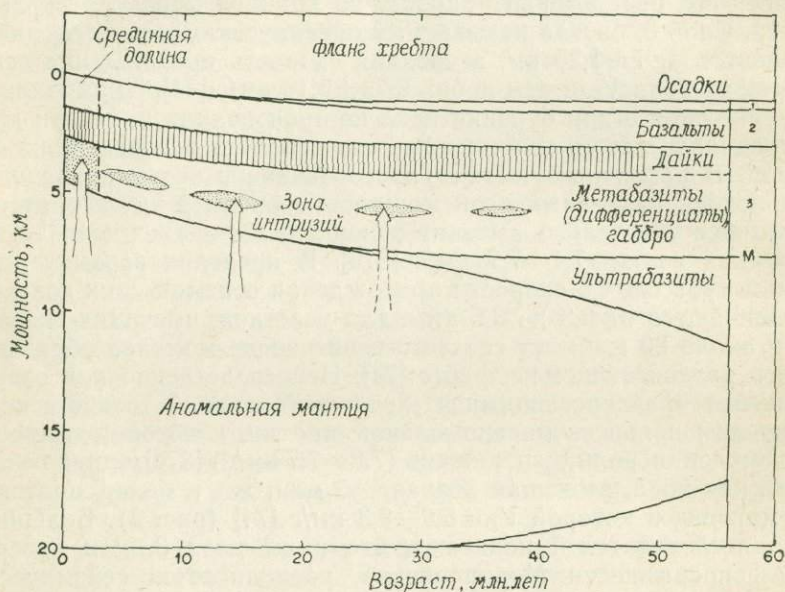


Рис. 2. Генерация и эволюция океанической коры.

Верхние горизонты коры (1, 2) образуются преимущественно под срединной долиной хребта, тогда как мощность слоя 3 продолжает увеличиваться в течение примерно 40 млн. лет в результате периодических интрузий из аномальной мантии за пределами хребта [74].

В общем аналогия кажется довольно правомочной, хотя при дальнейших исследованиях необходимо детально обосновать различия океанической коры, возникающей в краевых бассейнах, мелких и глубоких частях океанов, т. е. в различных возможных обстановках формирования офиолитовых комплексов. Следует также учитывать возможность увеличения или уменьшения мощности комплексов в результате тектонических движений, а также возможный размыв офиолитов уже в континентальных блоках.

Стратиграфическая аналогия офиолитов и океанической коры подкрепляется петрографическим сопоставлением магматических и метаморфических пород океанической коры, извлеченных при дражировании и бурении, с породами, слагающими

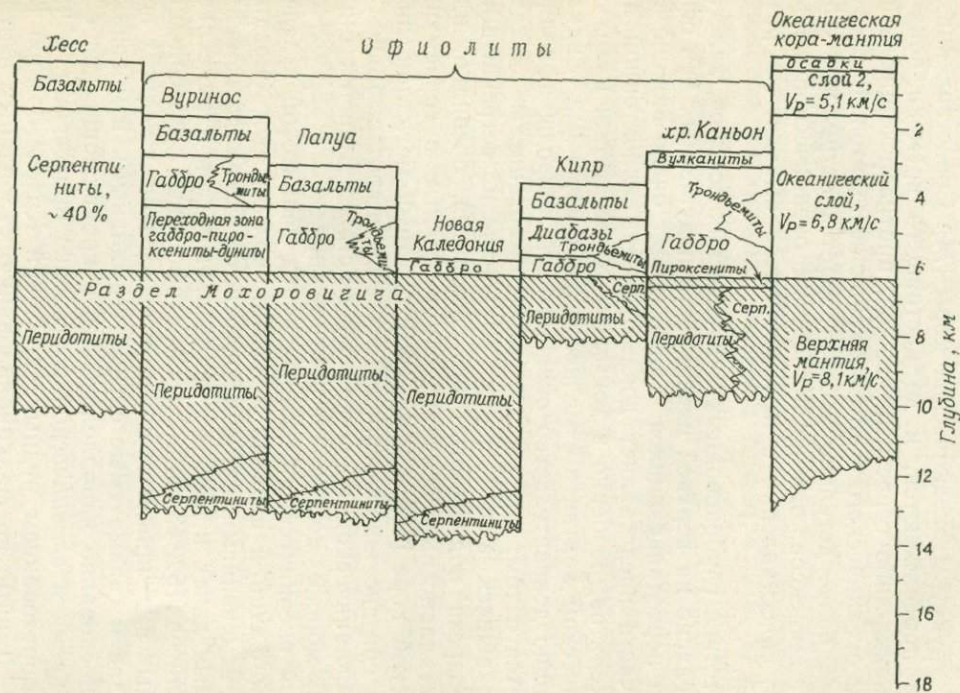


Рис. 3. Сопоставление стратиграфических мощностей магматических членов различных офиолитовых массивов с геофизическими оценками мощности слоев океанической коры [82].

офиолитовые комплексы [277, 390, 286, 82, 266, 74]. Почти все петрографические типы пород, описанные в континентальных офиолитах, присутствуют и в океанических бассейнах. Скорости прохождения сейсмических волн, измеренные для образцов этих пород, в целом уязвляются с сейсмической интерпретацией слоистой структуры океанической коры [74]. Сопоставления такого рода продолжают, и до настоящего времени пока не найдено каких-либо серьезных фактов, противоречащих общей концепции океанического происхождения офиолитов. В следующих главах более детально рассматривается петрология офиолитовых комплексов, однако петрология океанической коры и детальные сопоставления с ней офиолитов выходят за рамки этой книги.

Присутствие глубоководных пелагических осадков, залегающих несогласно на верхней поверхности подушечных лав офиолитов или переслаивающихся с ними, имеет очень важное значение и часто представляет доказательство аллохтонной природы офиолитов, особенно в тех случаях, когда они находятся в тектоническом контакте с мелководными морскими осадками [3]. Еще одно доказательство океанической природы офиолитов заключается в том, что умбры (железо-марганцевые осадки), формировавшиеся в небольших впадинах и встречающиеся внутри разреза подушечных лав офиолитов, очевидно, идентичны металлоносным осадкам, обнаруженным в современной океанической коре [98, 362, 43, 332]. С этими металлоносными осадками связано широко проявляющееся гидротермальное изменение океанической коры под воздействием горячих циркулирующих морских вод вблизи центров спрединга [152, 362, 279]. Изменения океанических основных пород цеолитовой и зеленосланцевой фаций в верхних 2—3 км вблизи оси спрединга сходны с изменениями, наблюдающимися в метаморфизованных подушечных лавах и свитах параллельных даек в ряде разрезов офиолитов [152, 43, 249, 21]. Стратиформные тела сплошных сульфидных руд, присутствующие в офиолитовых толщах подушечных лав и связываемые с гидротермальными изменениями, можно обоснованно параллелизовать с проявляющимися в настоящее время в океанической обстановке процессами, в частности с образованием рудных скоплений Красного моря [350, 351, 127]. Данные по фракционированию стабильных изотопов в гидротермально измененных основных лавах офиолитов определенно свидетельствуют о том, что в этом процессе участвовала океаническая вода и что сера массивных пиритовых руд представляет собой восстановленный сульфат океанических вод [217, 176, 16].

Существует и несколько уязвимых мест в трактовке офиолитов как океанической коры, которые нуждаются в дальнейшем

обсуждении и представляют интерес для дополнительных исследований. Как уже отмечалось ранее, нет никаких категорических доказательств, свидетельствующих о том, что современные процессы аккреции на границах плит проявлялись в таком же виде в течение всего фанерозоя. Изменения скорости раздвигания дна, степени парциального плавления, вековые изменения реологии астеносферы и состава магмы порознь или совместно могли значительно изменять мощность, форму и состав океанической коры. Доказательства этому можно видеть в резких различиях архейской «океанической коры» и фанерозойских офиолитов [409, 157, 289, 290]. Химические и петрографические различия магматических пород срединно-океанических хребтов и офиолитов, на которые указывал Миясиро [272, 274—276], нуждаются в дальнейшем изучении. Не исключено, что в результате дополнительных исследований в этом направлении будет сделан вывод о том, что океаническая кора может развиваться во многих тектонических обстановках и что базальты, сходные по химическому составу с породами современных срединно-океанических хребтов, также могли образоваться в иных тектонических обстановках в пределах океанических бассейнов. Присутствие свит параллельных даек в большинстве офиолитовых комплексов Тетиса и видимое их отсутствие в других случаях, особенно в офиолитах Циркумтихоокеанского пояса, позволяют считать, что механизм раздвигания океанического дна не обязательно осуществляется посредством формирования систем сопряженных даек [286]. Явно меньшая общая мощность офиолитовых комплексов по сравнению с океанической корой побудила Смита [356] сказать следующее: «До настоящего времени еще никто, очевидно, не усомнился, с корректной ли моделью океанического дна сопоставляются в действительности офиолитовые серии». Действительно, представляется, что большинство моделей раздвигающихся хребтов основано на данных по континентальным офиолитам, и, таким образом, вторичная природа этих моделей требует более независимых сведений для того, чтобы можно было учесть все несоответствия. В некоторых проявлениях офиолитов пелагические осадки отсутствуют, а осадочные толщи, покоящиеся на подводных подушечных лавах, представлены континентальным вулканокластическим или кластическим материалом [20, 115, 187]. В других случаях подушечные лавы, формировавшиеся в осевой части участка краевой аккреции плиты, могут перекрываться в сторону от этого участка мощными толщами подводных базальтов иного состава, исходная магма которых должна была отличаться от родоначальной магмы осевых базальтов [152]. Эти факты свидетельствуют о том, что история офиолитов после их образования может отличаться от постулируемой существующими в настоящее

время моделями. Некоторые авторы обращали особое внимание на кратковременность (5—35 млн. лет) периода между декларируемыми магматическим образованием и последующим тектоническим становлением офиолитов [3, 115, 72]. Эта кратковременность периода между образованием океанической коры в раздвигающихся хребтах и ее тектоническим становлением свидетельствует в пользу того, что офиолиты в большинстве случаев действительно представляют собой пластины океанической коры, сорванные вскоре после ее формирования. Если эти соотношения выдерживаются для большинства офиолитов, то это означает, что тектоническое становление этих комплексов контролировалось возрастом океанической коры, большая часть которой обычно субдуктировала и исчезала в астеносфере. Узкий временной интервал обдукции офиолитов установлен для Альпийско-Гималайского пояса, в котором верхнеюрские офиолиты испытывали тектонические перемещения только в течение верхнемелового времени [3]. При сопоставлении объема офиолитов, тектонически вдвинутых в окраины континентов в течение фанерозоя, с общим объемом океанической коры, сформировавшейся в тот же период, выясняется, что лишь не более 0,001% коры избежало субдукции! Представляется маловероятным, чтобы эти незначительные осколки океанической литосферы открыли нам все секреты эволюции океанической коры.

Большинство геологических моделей несовершенно из-за отсутствия полностью обосновывающих их данных; так и соотношения между офиолитами и океанической корой еще неясны в связи с наличием ряда противоречий. Назначение этой книги заключается не в том, чтобы устранить такие противоречия, а в том, чтобы создать источник информации о природе континентальных офиолитов.

ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

1. Общий обзор офиолитовых ассоциаций

Наиболее трудный аспект офиолитовой проблемы заключается в интерпретации тесной связи ультраосновных магматических пород и основных эффузивов с геосинклинальными осадками. В настоящей работе предполагается, что полная офиолитовая ассоциация состоит из следующих частей: 1) метаморфических перидотитов (т. е. тектонитов) в основании комплекса; 2) кумулятивных перидотитов, постепенно переходящих вверх в расслоенные габбро, часто включающие в верхах плагиогранитные дифференциаты; 3) свиты параллельных даек, обычно вплотную прилегающих друг к другу без каких-либо перегородок вмещающих пород и варьирующих по составу от базальтов до кератофиров; 4) подушечных лав, образующих щитообразную кровлю комплексов и переслаивающихся здесь с пелагическими осадками и рудоносными скоплениями. Эта грубая стратиграфическая последовательность четко доказана во многих местах, так что возражения против ее существования в настоящее время, видимо, отсутствуют. С другой стороны, в тех случаях, когда в орогенических зонах встречаются лишь те или иные части офиолитовой ассоциации, возникают серьезные затруднения в их идентификации и объяснении их происхождения. Для этого необходимы детальные петрологические и структурные наблюдения, которые позволили бы достоверно оценить реальные геологические соотношения. В дальнейшем изложении автор попытается таким образом описать отдельные части офиолитовых комплексов, чтобы наиболее ясно выступили их особенности, свидетельствующие о формировании их в процессе возникновения океанической коры.

Поскольку все части офиолитовых комплексов относятся к семействам магматических ультраосновных и основных пород, проблема их происхождения должна рассматриваться с позиции петрологии магматических пород. Однако различные породы офиолитовой ассоциации обнаруживают признаки перекристаллизации и метаморфизма в условиях мантии, последовательностей магматических кумулятов, проявления процессов дифференциации магмы, подводных излияний и инъекции даек, гидротермального метаморфизма и тектонической деформации.

Представляется, что при формировании офиолитовых ассоциаций все эти процессы проявлялись во взаимосвязи и перекрывали друг друга во времени. Следовательно, при рассмотрении последовательности событий, которые привели к возникновению офиолитовой ассоциации (или новой океанической коры), необходимо исходить скорее из полигенетичности, а не когенетичности пород, столь часто принимаемой для ассоциаций и рядов магматических пород или магм. Геологические процессы, фиксирующие полигенетическую историю офиолитов, можно понять лишь в том случае, если удастся установить время и место события.

Наиболее древние породы офиолитовой серии — нижние метаморфические перидотиты обнаруживают признаки перекристаллизации в твердом состоянии при температурах и давлениях, которые достижимы лишь в мантии. Прямые связи метаморфических перидотитов и перекрывающих их кумулятов в виде подводющих питающих даек или переходных зон неизвестны. Эти две единицы комплексов отчетливо разделяются несогласиями, и до настоящего времени не установлено сколько-нибудь приемлемого способа оценки отделяющих их интервалов времени. В метаморфических перидотитах отчетливо запечатлелась мантийная перекристаллизация в твердом состоянии, что, возможно, связано с частичным выплавлением из них относительно подвижных компонентов.

На метаморфических перидотитах покоится толща кумулятов, которые по составу колеблются от перидотитов через габбро до плагиогранитов. Наличие в этой толще секущих даек и разрывов расслоенности кумулятов свидетельствует о том, что при ее становлении господствовала динамическая обстановка. Источник родоначальной магмы для этой серии кумулятов неясен. Можно было предположить, что эта магма представляет собой парциальный расплав, отделившийся от подстилающих метаморфических перидотитов, но явные питающие каналы, связывающие эти единицы, не описывались, а разделяющие их несогласия свидетельствуют о докумулятном метаморфизме и парциальном плавлении нижних метаморфических перидотитов. При реконструкции полной серии кумулятов устанавливается наличие в ней большого количества рано выделившегося оливина, вслед за которым кристаллизовался клинопироксен обогащенного плагиоклазом габбро. Не наблюдались также и прямые подводящие каналы из габброидов в развитые выше по разрезу параллельные дайки и толщи подушечных лав. Однако нет необходимости предполагать наличие большого количества питающих даек, поскольку крупные объемы базальтов изливаются иногда из очень небольшого количества подводящих каналов, как это, например, характерно для базальтов реки Колумбии.

Форма тел и внутренние соотношения в параллельных дайках и подушечных лавах позволяют предполагать, что они образовались в долгоживущей рифтовой зоне, с которой было связано формирование новой коры в подводной обстановке. Химизм даек свидетельствует об их образовании за счет дифференцирующейся основной магмы, однако интрузивные соотношения с подстилающими кумулятивными базитами говорят о том, что последние консолидировались до внедрения свиты даек. Текстурные особенности подстилающих расслоенных габброидов свидетельствуют также о том, что они претерпели деформацию до становления свиты даек. Отсутствие свит даек в некоторых офиолитовых комплексах позволяет считать, что тектоническая обстановка формирования новой коры может быть различной. Подушечные лавы, залегающие над параллельными дайками, явно с ними одновременны, что фиксируется эволюцией состава этих двух единиц. Именно соотношения этих двух единиц офиолитовых комплексов предоставляют наиболее четкие доказательства последовательного раздвигания (т. е. спрединга) во время их формирования. Какие-либо доказательства раздвигания в непосредственно подстилающих и предположительно более древних кумулятах отсутствуют.

Наиболее важная особенность офиолитового разреза, как уже отмечалось выше, заключается в том, что в нем отсутствуют блоки или какие-либо элементы континентальной коры, а это позволяет полагать, что офиолиты мощностью 6—12 км, очевидно, являются блоками океанической коры. Процессы возникновения такой океанической коры должны включать парциальное плавление в мантии, дифференциацию первичной магмы и извержение ее в условиях рифтообразования или раздвигания океанического дна.

Для офиолитов характерен повсеместный метаморфизм низкой ступени в подушечных лавах и параллельных дайках. Метаморфические парагенезисы отражают преимущественно *PT*-условия цеолитовой и зеленосланцевой фаций, а отсутствие проникающих деформаций позволяет предполагать существенно гидротермальный характер метаморфизма. Ограничение метаморфизма относительно малой глубиной (1—3 км) свидетельствует о том, что циркуляция разогретых океанических вод вблизи центра непрерывного спрединга была наиболее вероятным фактором изменения подушечных лав и свиты параллельных даек и осуществлялась вскоре после их становления. Очень сильные изменения первичной магматической природы эффузивных пород связаны также с выносом из них переменных количеств кальция, кремния и тяжелых металлов, с чем, очевидно, связаны скопления металлоносных осадков в лавовой толще.

Сопоставление по химизму метасоматически измененных подводных подушечных лав и параллельных даек офиолитов, с одной стороны, и свежих и неизменных вулканитов океанического дна и островных дуг — с другой, наталкивается на большие трудности. Современные оценки магматического происхождения древних вулканических пород офиолитовых комплексов лишь приводят к противоречиям и не дают точных решений. В принципе парциальное плавление материала мантии на небольших глубинах может обеспечить появление субщелочных магматических жидкостей, которые могли в соответствии с расчетами дать офиолитовые ассоциации. Труднее ответить на вопрос, проявляется ли этот процесс лишь в срединно-океанических хребтах. Имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о том, что в древних офиолитовых комплексах представлены породы, соответствующие неизменным вулканитам островных дуг, краевых бассейнов, небольших океанических бассейнов и срединно-океанических хребтов. Исходя из утверждения полигенетической истории древних офиолитов с учетом их структуры, процессов магматизма и метаморфизма, можно полагать, что едва ли будет удобной и надежной какая-либо химическая схема разграничения или классификации офиолитов.

Для решения проблемы происхождения офиолитов необходимы детальные геологические исследования; использование для этой цели только геохимических данных и данных петрологии магматических пород не дает полного решения вопроса, так как в результате воздействия процессов метаморфизма низких ступеней изменяются первичная минеральная ассоциация и химический валовый состав. Приводимое ниже описание единиц офиолитовых комплексов должно прежде всего помочь в какой-то мере оценить их первичную магматическую природу. К сожалению, невозможно точно восстановить первичный валовый состав этих пород, изменившийся при метаморфизме низких ступеней или серпентинизации. Поскольку многие вулканические породы офиолитовых ассоциаций называются спилитами, необходимо четко определить позицию автора в отношении спилитовой магмы и ее роли в формировании офиолитовых комплексов. Этой проблеме, которая в целом выходит за рамки настоящей книги, посвящена работа Амштутца [7]. Здесь мы сформулируем лишь самые общие положения. Детальный просмотр литературы, а также новые данные по природе метаморфизма океанического дна [362] позволяют утверждать, что никакой спилитовой магмы в действительности не существует и что практически все спилиты можно интерпретировать с позиций термального метаморфизма и метасоматических изменений нормальных магматических базальтов.

Автор не будет предпринимать какой-либо попытки усовершенствовать классификацию офиолитов, как это, например, недавно сделал Миясиро [274]. Современные знания не позволяют в полной мере оценить возможный спектр обстановок магматизма, в которых возникают офиолитовые ассоциации. Обычно присущее геологам стремление строго классифицировать свои наблюдения лишь приводит к излишним противоречиям и возвращает к уже пройденному этапу дискуссий. Для настоящего обзора важно лишь подчеркнуть, что здесь мы имеем дело со сходными ассоциациями основных и ультраосновных пород, которые многократно проявлялись в пространстве и во времени. Исходя из их геологической природы, можно утверждать, что они формировались в качестве новообразованной океанической коры явно в подводной обстановке. Дальнейшие усилия, направленные к расшифровке каждого из проявлений офиолитов в структурном и петрологическом аспектах, позволят более строго и достоверно интерпретировать офиолиты в целом.

2. Перидотиты с тектоническими текстурами

2.1. Введение. В настоящей работе породы офиолитовых ассоциаций, сложенные преимущественно оливином, ортопироксеном, клинопироксеном и шпинелью и обладающие тектоническими текстурами, называются метаморфическими перидотитами. В более ранних работах метаморфические перидотиты относили к широкой группе пород, получившей название альпинотипных гипербазитов [385, 388]. Джексон и Тейер [214] дали для них общее определение: «Альпинотипные комплексы характеризуются присутствием дунитов, гарцбургитов или лерцолитов, оливиновых габбро и габбро; нориты и анортозиты редки. Все породы обычно имеют тектонические текстуры; характерны гнейсовая полосчатость и линейность. Расслоенность обусловлена наличием линзовидных и неправильных полосчатых обособлений, часто несогласных друг с другом и смятых в сжатые складки. Контактный метаморфизм обычно слабый или неуловимый. Многие массивы имеют тектонические контакты. Магматогенные рудные месторождения представлены хромитами, по составу колеблющимися от высокохромовых до высокоалюминиевых. Альпинотипные перидотиты можно подразделить на гарцбургитовый и лерцолитовый типы». Главным содержанием этой статьи Джексона и Тейера была оценка критериев разграничения стратиформных, конфокальных и альпинотипных габбро-перидотитовых комплексов с особым упором на характер базит-гипербазитовых ассоциаций. К сожалению, в этой классификации вопрос об офиолитовой ассоциации рассматривался как второстепенный, и по этому поводу остались обычные неясности.

Еще раньше Ден Текс [114] предложил подразделять перидотиты на две группы: неорогенные, или стратиформные, и орогенные, или «альпинотипные». Далее, среди «альпинотипных» перидотитов он выделил офиолитовые, или собственно «альпинотипные», и орогенные перидотиты «корневой зоны». Лучше понять природу всей этой обширной группы пород помогло представление о полигенности по крайней мере части альпинотипных перидотитов [296]. В результате этих работ сложилось мнение, что перидотиты «корневой зоны» [114], или лерцолитовый подтип [214], представляют собой гипербазиты, состоящие практически только из ультраосновного материала с высоким содержанием Al_2O_3 , CaO и щелочей по сравнению с гарцбургитовым подтипом, представители которого ассоциируются с офиолитовыми комплексами. В дальнейшем было показано, что массивы перидотитов лерцолитового подтипа сопровождаются высокотемпературными метаморфическими ореолами, что, вероятно, свидетельствует об их становлении в виде «высокотемпературных» диапировых масс недифференцированного континентального мантийного вещества [163, 242]. Кроме того, с перидотитами лерцолитового подтипа не ассоциируются габбро, диабазы или подушечные лавы в стратиграфических соотношениях, характерных для офиолитовых серий. Эти особенности массивов лерцолитового подтипа, их вероятная природа как диапиров мантийного вещества или связь с глубинными разломами позволяют отграничить их от метаморфических перидотитов, ассоциирующихся с офиолитовыми комплексами.

2.2. Структура. Метаморфические перидотиты (гарцбургитовый подтип [296]) слагают нижние части офиолитовых комплексов, и нередко на их долю приходится большая часть объема таких комплексов. Как было отмечено выше, в отдельных районах метаморфические перидотиты образуют субстрат, на котором отлагались кумулятивные ультрабазиты и габброиды [109, 263, 213]. Ассоциация недеформированных кумулятов с метаморфическими перидотитами вызвала путаницу в ранних работах, посвященных офиолитам, по нескольким причинам.

1. Существовала тенденция отделять метаморфические перидотиты (гарцбургитовый подтип) от ассоциирующейся с ними структурно связанной группы ультрабазит-базитовых кумулятов, диабазов и подушечных лав.

2. Часто тектоническая разобщенность метаморфических перидотитов и перекрывающей их единой структурной ассоциации габбро и базальтов служила подтверждением тому, что метаморфические перидотиты нельзя включать в полигенетические офиолитовые комплексы.

Крайние случаи тектонического расчленения разреза офиолитов, обычные для францисканских толщ Калифорнии, прояв-

ляются в присутствии изолированных «тектонических блоков» метаморфических перидотитов (хр. Барроу) внутри меланжа [240]. Обычно такие изолированные блоки метаморфических перидотитов не рассматривались как часть офиолитовых комплексов. Однако по мере возрастания интереса к петрологии гипербазитов, а также с развитием представлений об однородности офиолитовых субстратов возникла концепция, согласно которой блоки гипербазитов в францисканских толщах представляют собой фрагменты расчлененных офиолитовых ассоциаций [20, 82].

Выходы метаморфических перидотитов офиолитовых комплексов нельзя однозначно охарактеризовать какими-либо определенными формами или размером. Более крупные офиолитовые массивы, например Бей-оф-Айлендс, Оманский, Вуринос, массивы Папуа и Новой Каледонии, представляют собой крупные пластообразные тела, которые, видимо, соответствуют сегментам еще более крупных по своим размерам плит. В тех случаях, когда офиолитовые комплексы были включены в орогенические зоны, их перидотиты подверглись серпентинизации; они часто отчленены и образуют изолированные тектонические линзы, разобщенные с базитами. Изучение гравитационного поля районов распространения таких линз в метаморфических перидотитах в общем показывает, что они лишены корней, а следовательно, не связаны «питающими каналами» с мантией [73, 396, 397]. В отличие от ранее существовавших представлений о природе контактов метаморфических перидотитов офиолитовых комплексов в настоящее время принято считать, что становление офиолитов осуществлялось тектонически и что в основании метаморфических перидотитов располагается поверхность, по которой эти породы тектонически перемещались [424].

Внутреннее строение метаморфических перидотитов обычно характеризуется метаморфическими текстурами. В случае интенсивной перекристаллизации может развиваться хорошо выраженная полосчатость, причем оливин и ортопироксен сегрегуются в отдельные полосы. В других случаях полосчатость сечет прослой разного состава почти под прямым углом и ориентировку удлинения зерен ортопироксена или агрегатов шпинели удастся установить лишь при тщательных исследованиях. Вообще следует отметить, что разграничить первичные границы по составу и метаморфическую полосчатость в рассматриваемых породах довольно трудно [240, 295]. Несомненно, первичная расслоенность в метаморфических перидотитах проявляется в довольно обычных вариациях количеств ортопироксена и оливина. В гарцбургитах присутствуют секущие тела дунитов, которые обычно имеют неправильную форму и весьма различны по размерам. Характерны также мономинеральные дайки

ортопироксенитов мощностью от нескольких сантиметров до 1 м. Изредка метаморфические перидотиты уже после деформации были прорваны грубозернистыми габбро (ol+plg+орх+срх) или дайками диабазов, но в большинстве случаев такие дайки отсутствуют.

Значительный интерес представляет проблема происхождения промышленных месторождений хромита в метаморфических перидотитах офиолитовых комплексов и взаимоотношения хромита и вмещающих перидотитов [387, 391, 204, 220, 131]. Общее описание этих месторождений можно найти в работе Тейера [387]: «В альпинотипных перидотитовых и базитовых комплексах присутствуют коконообразные тела хромита. Залежи хромита нередко имеют также таблитчатую, стержневидную или неправильную форму. Зерна хромита ксеноморфны и обычно несут признаки грануляции и магматической коррозии. В большинстве месторождений хромита слоистость течения, полосчатость и линейность обнаруживают параллельность в рудных залежах и во вмещающих перидотитах; обычно эти текстурные элементы в целом распространяются на крупные единицы пород, включая и расположенные в них рудные залежи. Локально полосчатость и линейность могут пересекать расслоенность. В большинстве случаев рудные залежи вытянуты параллельно расслоенности или полосчатости вмещающих перидотитов, но иногда располагаются под углом к ним». Весьма существенно, что первичные текстуры хромитовых руд обнаруживают явные признаки выделения из магматического расплава в качестве кумулятов, тогда как ассоциирующийся с хромитом оливин несет признаки явной перекристаллизации. Даже будучи смятыми в складки, с элементами линейности и полосчатости, залежи хромита сохраняют свои первичные кумулятивные текстуры. В отличие от очень правильных и протяженных хромитовых слоев стратиформных комплексов Бушвелда и Стиллутера линзовидные залежи хромита в офиолитах почти всегда представлены прерывистыми сериями тел в сильно перекристаллизованных и подвергшихся тектоническим воздействиям вмещающих перидотитах. Глубинный метаморфизм перидотитов нарушает первичные соотношения залежей хромита, и сохранившиеся первичные их текстуры часто ориентированы под углом к текстурам вмещающих перидотитов. Дальнейшее усложнение структурных соотношений хромитовых залежей с вмещающими их комплексами обусловлено тектоническим перемещением офиолитов, серпентинизацией их в складчатых зонах, а также большими различиями в механических свойствах хромита и вмещающих перидотитов. Тела хромита, длина которых обычно не превышает 1 км, имеют линзовидную или сигарообразную форму, осложненную пережимами и раздувами с интервалами

в несколько сотен метров, а иногда расчленяются на мелкие неправильные линзы с поперечником не более 1 м. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что залежи хромита не обнаруживают закономерности в распределении по разрезу гипербазитов и скорее приурочены к дунитам, чем к перидотитам. В некоторых комплексах залежи хромита пространственно связаны с кумулятивными перидотитами, перекрывающими метаморфические базальные гипербазиты. В таких случаях они представляют собой основание толщи кумулятов. Дальнейшие работы, вероятно, позволят установить, что хромит офиолитовых комплексов имеет полигенное происхождение.

Важнейшая особенность этих текстур внутри толщи метаморфических перидотитов — их прерывистый характер. В большинстве случаев отдельные слои пережимаются в пределах нескольких метров. Часто полосчатость повторяется в изоклинальной складчатости с признаками пластического течения и нечеткими границами между полосами. Складчатость и тонкие прослои разного состава, видимо, формировались в ходе мантийной истории образования метаморфических перидотитов в условиях высоких температур и давлений [114]. Однако все эти особенности строения часто почти полностью затушевываются серпентинизацией и более поздними тектоническими воздействиями в условиях малых глубин. Почти все ультраосновные породы офиолитов реагируют на тектонические воздействия малых глубин хрупкой деформацией с образованием трещин и характерной кубической отдельности. Эта трещиноватость контролирует просачивание воды в перидотиты и развитие основного каркаса петельчатой структуры серпентинитов, проявляющейся в разных масштабах вплоть до микроскопических петель в зернах оливина. В тех случаях, когда образование трещиноватости в перидотитах сопровождалось сколовыми напряжениями, серпентиниты развивались вдоль первичных трещин и создавали как бы смазку, облегчающую смещение по этим поверхностям. В конечном счете в результате проявления интенсивных тектонических движений и серпентинизации первичный минеральный состав и структуры исходных перидотитов почти полностью затушевывались. Решение многих проблем при изучении метаморфических перидотитов в сильной мере осложняется повсеместным наложением серпентинизации и тектонических воздействий. Ниже вопросы серпентинизации будут рассмотрены подробнее.

2.3. Минералогия и петрография. Среди метаморфических перидотитов выделяются два главных типа пород — гарцбургиты и дуниты. Почти во всех проявлениях офиолитов господствуют гарцбургиты, хотя в некоторых случаях могут преобладать и дуниты (см., например, [321, 68]). Гарцбургиты обычно

обладают ксенобластовой зернистой структурой и сложены оливином, ортопироксеном и хромовой шпинелью. Размеры зерен очень изменчивы, поскольку многие из этих пород обнаруживают структуры перекристаллизации, и иногда очень трудно установить границы первичных зерен. В среднем размеры зерен ортопироксена составляют 2—4 мм, и во многих из них присутствуют пластинчатые вроски распада, представленные клинопироксеном. В зернах оливина неизменно наблюдается изогнутая деформационная полосчатость, которая в сильной мере затушевывает границы первичных зерен. Средний диаметр зерен оливина также равен 2—4 мм, но нередко встречаются отдельные кристаллы этого минерала размером до 15 см, которые присутствуют в породах, избежавших полной перекристаллизации. Столь обычная для зерен оливина деформационная полосчатость проявляется также и в зернах орто- и клинопироксена. В качестве повсеместно распространенного акцессорного минерала в гарцбургитах присутствует хромовая шпинель, представленная обычно зернами размером 1—2 мм. Кроме того, в гарцбургитах встречается зеленый хромовый диоксид, количество которого редко превышает 5% от общего объема породы.

Для дунитов также характерна ксенобластовая зернистая структура. Они состоят преимущественно из оливина с подчиненными количествами ортопироксена, клинопироксена и хромовой шпинели. Зернистость дунитов более изменчива, чем у гарцбургитов. Величина зерен в общем колеблется от 2 до 10 мм, но в отдельных случаях встречаются крупные кристаллы размером до 15 см. Изогнутая деформационная полосчатость повсеместно проявляется в дунитах практически всех офиолитовых комплексов и очень затушевывает границы зерен. Акцессорные орто- и клинопироксены образуют отдельные дискретные зерна, в которых также в различной мере проявляются деформационная пластинчатость и изогнутая полосчатость. Хромовая шпинель присутствует в дунитах в большем количестве, чем в гарцбургитах, и местами ее содержание превышает 4 об.%. Как уже отмечалось выше, линзовидные скопления хромита локализуются преимущественно в дунитах, а не гарцбургитах. Пироксенитовые дайки и жилы, секущие гарцбургиты и дуниты, сложены преимущественно ортопироксеном, по составу близким присутствующему во вмещающих породах. Изредка встречаются неправильные тела вебстеритов, обычно приуроченные к гарцбургитам. Эти породы по минеральному составу и структурам похожи на вмещающие дуниты и гарцбургиты.

Тектонитовые текстуры встречаются во всех типах пород и видны как под микроскопом, так и невооруженным глазом. Наличие полосчатости позволяет предполагать, что первоначально эти породы образовались как кумуляты, однако лишь в хромите

обнаруживаются явные признаки кумулятивного происхождения. Следует отметить, что для хромовой шпинели особенно свойственно сохранять признаки кумулятивности даже после очень сильной наложенной метаморфической деформации [387].

На рис. 4 показаны пределы колебаний количественного минерального состава метаморфических перидотитов многих офио-

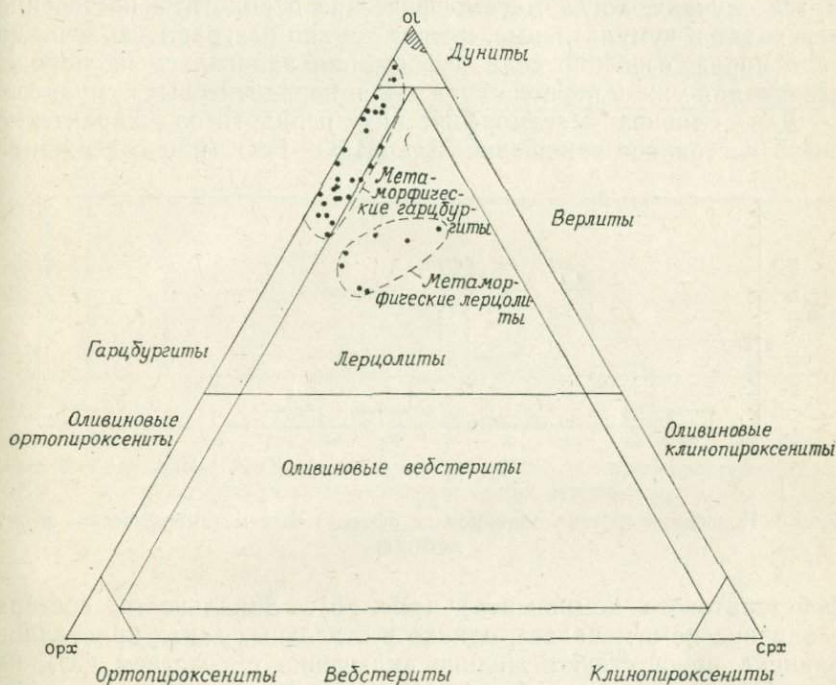


Рис. 4. Количественные соотношения оливина, ортопироксена и клинопироксена в гарцбургитах и дунитах метаморфических перидотитов офиолитов и гипербазитов лерцолитового подтипа.

литовых комплексов. Как можно видеть, колебания минерального состава у этого типа пород довольно ограничены. Существует непрерывная серия составов от дунита до гарцбургита по соотношениям оливина и пироксенов, однако в целом содержание клинопироксена никогда не превышает 5 об.%, а ортопироксена — 30 об.%.

Важно подчеркнуть, что в метаморфических перидотитах офиолитов, описанных в настоящей работе, не были обнаружены какие-либо систематические колебания реального количественно-минерального состава. Столь широкая однородность этих пород свидетельствует о том, что их происхождение нельзя

связывать прямо с кумулятивным процессом, и в большей мере правомочно предположение, что они возникли в качестве тугоплавкого остатка при парциальном плавлении мантийного вещества. Перидотиты лерцолитового подтипа заметно отличаются от перидотитов офиолитовой ассоциации большим количеством клинопироксена, а иногда присутствием плагиоклаза (рис. 4). В тех случаях, когда метаморфические перидотиты постепенно переходят в кумулятивные, иногда трудно разграничить эти два типа пород, особенно если деформация налагалась на породы ассоциации уже в период охлаждения перидотитовых кумулятов.

Для оливина метаморфических перидотитов характерно очень постоянное отношение $MgO/MgO+FeO$ (или содержание

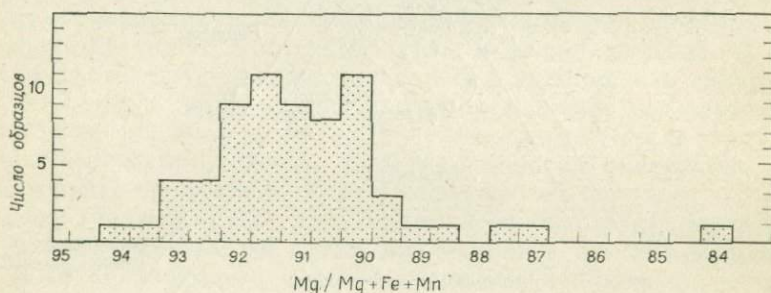


Рис. 5. Колебания состава оливинов из офиолитовых метаморфических перидотитов.

форстеритового компонента) (рис. 5). Зональность состава у оливина не отмечалась, однако в отдельных зонах кристаллов оливина присутствуют жидкие включения с участием CO_2 , не связанные с какими-либо колебаниями состава в тех же кристаллах. Для этого оливина очень характерно повышенное содержание никеля (0,27—0,40%). Оливин обычно, по крайней мере частично, серпентинизирован, а в некоторых случаях он нацело замещен серпентином. Пока еще в метаморфических перидотитах не были отмечены реакционные взаимоотношения оливина и ортопироксена. Это свидетельствует либо о том, что рассматриваемые породы формировались в условиях большей глубинности по сравнению с нижним пределом давлений, при которых проявляется инконгруэнтное плавление ортопироксена, либо о том, что после удаления парциального расплава фазы твердого остатка достигали в процессе отжига структурного равновесия.

В ортопироксене обнаруживаются почти такие же пределы колебаний отношения $Mg/Mg+Fe+Mn$, как и в оливине (рис. 5). Ограничены также пределы колебаний содержания

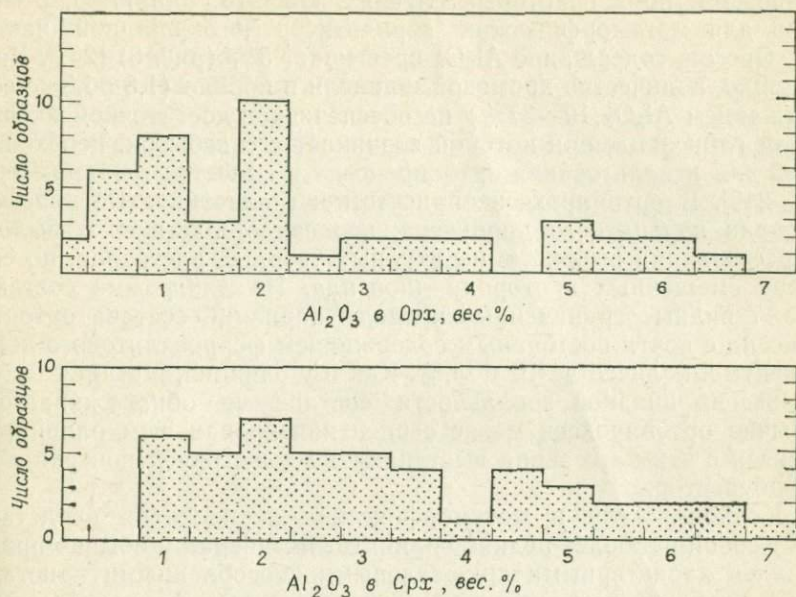


Рис. 6. Содержание Al_2O_3 в ортопироксенах (Orx) и клинопироксенах (Cpx) из офиолитовых метаморфических перидотитов.

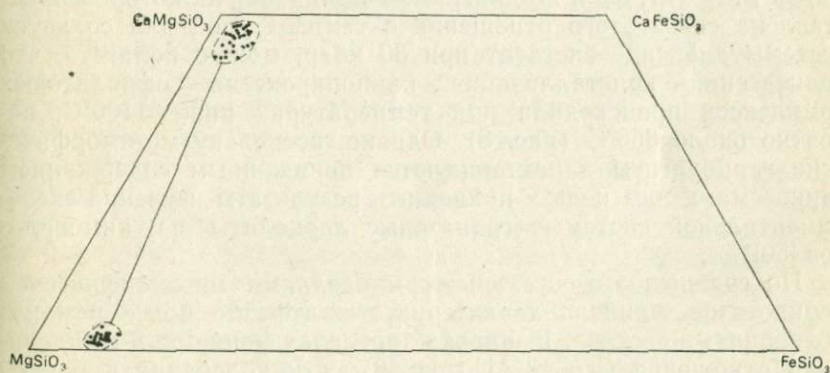


Рис. 7. Составы клинопироксена и ортопироксена из офиолитовых метаморфических перидотитов в системе пироксеновых минералов.

глинозема, но в некоторых случаях, как это, например, отмечено для метаморфических перидотитов юго-западной части шт. Орегон, содержание Al_2O_3 превышает 3% (рис. 6) [261]. Как правило, количество хромовой шпинели в породе (1,3 об. % с содержанием Al_2O_3 10—37%) не обеспечивает достаточной активности глинозема, при которой возникает его избыток, необходимый для использования ортопироксена в качестве геобарометра [51, 246]. В ортопироксене присутствуют пластинчатые вроски распада кальциевого пироксена, что свидетельствует о былом существовании высокотемпературных твердых растворов, по составу смещенных в сторону диопсида. На диаграмме состава рис. 7 видны ограниченные пределы вариаций состава ортопироксена с почти постоянным содержанием ферросилитового компонента в количестве 10 мол. %. Как и у оливина, в зернах ортопироксена никакой зональности состава не обнаруживается. Обычно ортопироксен менее серпентинизирован, чем оливин, и в связи с этим его зерна выступают на выветрелой поверхности гарцбургитов.

Клинопироксен в метаморфических перидотитах представляет собой наиболее редкий силикатный минерал и обычно представлен характерными ярко-зелеными обособленными кристаллами, хорошо заметными на оливково-сером фоне остальной массы, состоящей из оливина и ортопироксена. Клинопироксен резко обогащен кальцием и в среднем содержит 0,67% Cr_2O_3 , за что он и получил название хромового диопсида. И у этого минерала колебания состава проявляются лишь в очень ограниченных пределах (рис. 7). Судя по величине отношения $Ca/Ca+Mg$ (ат. %) и по диаграмме Бойда [50], на которой представлена связь этого отношения с температурой для сольвуса системы диопсид—энстатит при 30 кбар, можно полагать, что равновесная кристаллизация клинопироксена офиолитовых комплексов происходила при температурах ниже 1100°C, вероятно около 850°C (рис. 8). Однако, поскольку метаморфические гарцбургиты характеризуются пониженным содержанием глинозема, к ним нельзя приложить результаты изучения экспериментальной системы (гранатовые лерцолиты из кимберлитов [50]).

По сравнению с остальными минералами метаморфических перидотитов шпинель характеризуется гораздо более резкими колебаниями состава. В широких пределах меняется в ней величина отношения $Cr/Cr+Al$ (рис. 9). Эти колебания в равной мере характерны для аксессуарной шпинели гарцбургитов и дунитов. Тейер [391], однако, показал, что в хромитовых залежах наблюдаются бимодальные вариации состава; при этом для одной группы характерно высокое содержание хрома, а для другой — глинозема. В хромитах стратиформных месторожде-

ний проявляется преимущественно замещение хрома железом как функция летучести кислорода, при этом в стратиформных комплексах никогда не кристаллизуется глиноземистая разновидность хромита [204]. Вариации состава шпинелей лерцолитового и гарцбургитового подтипов взаимно перекрывают друг друга (рис. 9). Эти шпинели близки по составу и к шпинели из лерцолитовых ксенолитов в щелочных базальтах. Ирвин [204] первым указал на положительную корреляцию между отношениями Cr/Al и Fe^{2+}/Mg , однако взаимозамещение хрома и алю-

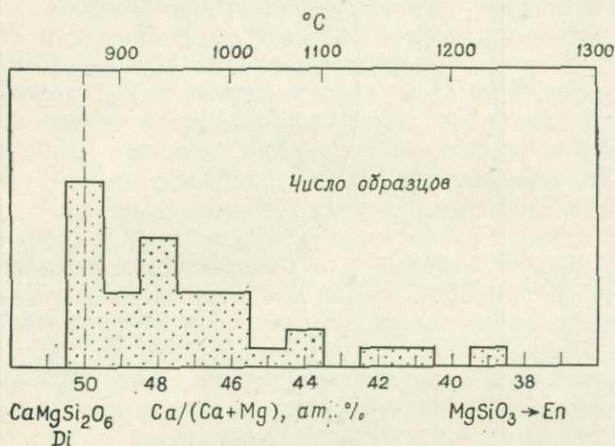
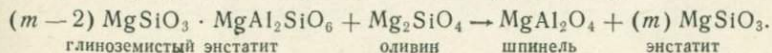


Рис. 8. Отношение $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ в клинопироксенах из офиолитовых метаморфических перидотитов.

Температурная шкала взята по диоксид-энстатовому сольвусу при 30 кбар [50].

миния превышает аналогичные соотношения Fe и Mg в два раза. Эти данные подтверждаются рис. 9, на котором также видно, что величина отношения Mg/Fe^{2+} в перидотитах гарцбургитового и лерцолитового подтипов колеблется в очень ограниченных пределах. Состав шпинели метаморфических перидотитов преимущественно контролируется отношением Cr/Al . При этом обогащенная хромом шпинель метаморфических перидотитов по составу отчасти перекрывается с хромитом стратиформных комплексов, сформировавшихся при низких давлениях, тогда как для лерцолитов, кристаллизовавшихся при высоких давлениях, более типична обогащенная глиноземом шпинель. Бимодальный состав массивного хромита требует несколько иного объяснения в свете предположения, что колебания отношения Cr/Al в данном случае могут быть связаны с реакциями перекристаллизации, одна из которых предложена Гринем и Рингвудом [165]:



глиноземистый энстатит

оливин

шпинель

энстатит

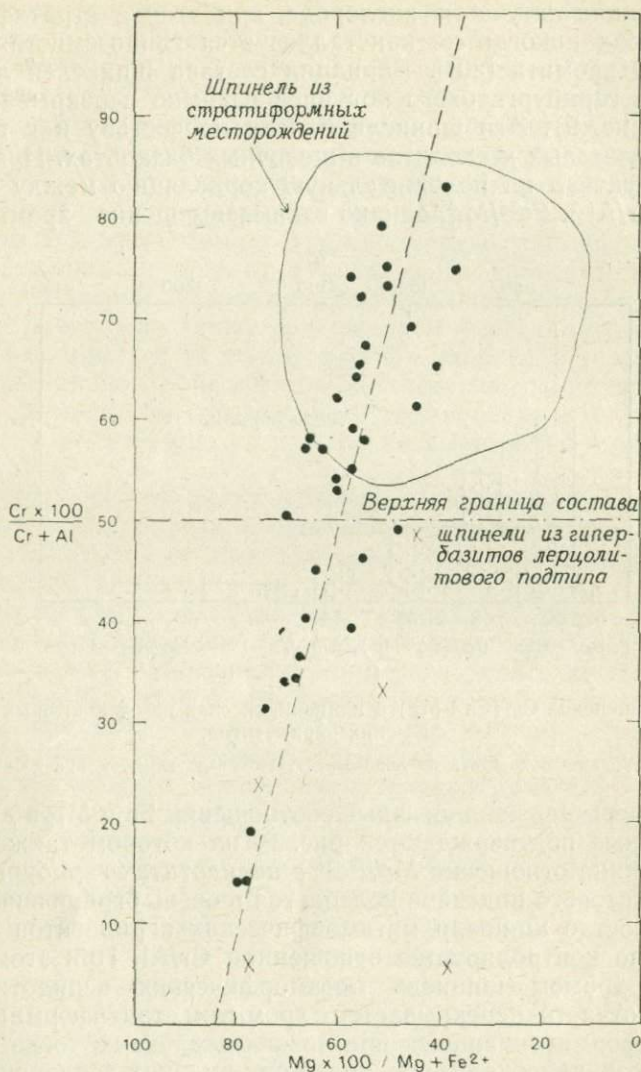


Рис. 9. Состав акцессорных хромитов из офиолитовых метаморфических перидотитов (точки) и гипербазитов лерцолитового подтипа (косые крестики), а также кумулятивных хромитов стратиформных месторождений (с изменениями по [205]).

Кажется, однако, маловероятным, чтобы состав массивного хромита мог изменяться в результате реакций в твердом состоянии, поскольку никаких признаков таких реакций не обнаружено ни в природных рудах, ни при экспериментах [120, 119]. Правильнее полагать, что эти особенности химизма хромита представляют собой первичный магматический параметр. Возможно, скопления хромита формировались в метаморфических перидотитах на различных уровнях внутри мантии и высокоглинозистые его разновидности кристаллизовались на большой глубине, тогда как породы, обогащенные хромом, представляют собой кумуляты, отлагавшиеся в условиях низких давлений на ранних фазах формирования океанической коры [119].

2.4. Химизм. Химический состав метаморфических перидотитов колеблется в чрезвычайно узких пределах, и это опять-таки очевидно, отражает одни и те же условия их образования (табл. 1—3). Для удобства оценки и сопоставления анализов пород из различных комплексов они были приведены к 100% после вычитания воды и CO_2 . Относительное постоянство величины отношения $\text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO}$ у дунитов и гарцбургитов разных комплексов подтверждает ранее сделанное предположение о том, что серпентинизация представляет собой изохимический процесс, при котором осуществлялся лишь привнос воды [91]. Таким образом, проведенная нормализация анализов позволяет лучше сопоставлять составы перидотитов, подвергшихся неравномерной серпентинизации. Другое главное химическое изменение, связанное с серпентинизацией, заключается в окислении железа, которое выпадает в виде магнетита в качестве побочного продукта в процессе серпентинизации. Отношение $\text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO}$ вычислено в таблицах с переводом всего окисного железа в закисное. Средняя величина этого отношения для дунитов составляет 0,86, а у гарцбургитов она лишь несколько ниже и равна 0,85. Величина отношения $\text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO}$ у ортопироксена и оливина фактически одинакова, так что количественные вариации в соотношениях этих минералов оказывают крайне незначительное влияние на величину отношения Mg/Fe в целом в этой группе пород. Изменение величины отношения Mg/Fe отражает преимущественно совокупные изменения составов сосуществующих оливина и ортопироксена. В гарцбургитах и дунитах Al_2O_3 входит в состав ортопироксена, клинопироксена и шпинели. Среднее содержание Al_2O_3 в гарцбургитах составляет 0,89%, а в более богатых оливином дунитах — 0,35%. Содержание Cr_2O_3 в дунитах и гарцбургитах представляет собой преимущественно функцию фактического количества хромита, хотя в сосуществующий клинопироксен, как это установлено, может входить до 1% Cr_2O_3 . CaO присутствует как в дунитах, так и в гарцбургитах в очень незначительных

Таблица 1

Химический состав типичных дунитов из офиолитовых метаморфических перидотитов, вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	40,6	40,5	40,8	40,0	39,7	42,1	40,0	40,4	40,8
Al ₂ O ₃	0,49	0,24	0,38	0,36	< 0,10	1,1	0,94	0,14	0,54
Fe ₂ O ₃	2,4	1,21	4,5	3,6	5,0	1,4	0,66	5,4	2,48
FeO	5,5	7,23	4,8	3,9	3,5	6,3	7,7	3,9	5,56
MgO	50,6	49,80	47,7	50,9	50,3	48,1	49,3	49,1	49,7
CaO	—	0,15	0,38	0,05	0,54	0,80	—	0,18	0,73
Na ₂ O	0,005	0,007	—	0,17	0,07	0,11	—	0,005	0,08
K ₂ O	0,0002	0,0012	0,21	0,21	< 0,29	—	—	0,002	0,03
TiO ₂	0,01	0,013	< 0,02	< 0,03	< 0,13	0,05	0,013	0,008	—
MnO	0,11	0,11	0,15	0,11	0,11	—	0,12	0,17	0,11
S	0,02	—	—	—	—	—	—	0,04	—
Cr ₂ O ₃	0,60	0,58	0,71	0,44	0,3	—	1,01	0,41	—
NiO	0,37	0,29	0,27	0,38	0,33	—	0,32	0,24	—
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100
MgO/MgO+FeO	0,87	0,86	0,84	0,88	0,86	0,86	0,86	0,84	0,86
Количественно-минеральный состав									
Оливин	97,2	99	—	97	95	95,2	97,5	—	—
Ортопироксен	—	Сл.	—	—	~ 3	0,5	—	—	—
Клинопироксен	0,5	Сл.	—	—	—	0,3	Сл.	—	—
Шпинель	2,3	Сл.	—	3	~ 2	3,9	2,5	—	—

Содержание всех компонентов пересчитано на 100% после вычитания из анализов H₂O (+)(—).

1. Хр. Барроу, среднее из 9 анализов [240]. 2. Массив Твин-Систерс, эталонный образец Геологической службы США DTS 1 (неопубликованные данные). 3. Ред-Маунтин, среднее из 5 анализов [185]. 4. Вуринос, среднее из 2 анализов [283]. 5. Новая Каледония, среднее из 2 анализов [171, 169]. 6. Массив Хороман, 1 анализ [298]. 7. Массив Дан-Маунтин, 1 анализ [324]. 8. Троодос, среднее из 10 анализов [263]. 9. Папуа, 1 анализ [109].

Таблица 2

Химический состав типичных гарцбургитов из офиолитовых метаморфических перидотитов, вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	43,9	44,0	45,0	43,5	43,9	44,4	44,4	39,7	43,5	39,6	43,1
Al ₂ O ₃	0,94	0,78	0,72	0,97	1,1	3,8	0,7	2,4	0,47	0,48	0,23
Fe ₂ O ₃	1,34	3,00	2,1	2,6	1,3	2,2	0,4	3,9	5,4	4,9	1,00
FeO	6,55	5,50	5,8	5,5	6,8	7,1	7,6	3,9	3,2	5,3	6,50
MgO	45,9	45,3	44,4	45,7	45,2	39,6	44,7	48,1	45,7	45,2	48,4
CaO	0,6	0,5	0,87	0,63	0,59	2,5	0,7	1,0	0,77	1,0	0,55
Na ₂ O	0,012	0,006	0,007	0,58	0,13	0,3	0,1	0,1	0,006	0,16	0,07
K ₂ O	0,0010	0,004	0,08	0,11	< 0,01	—	0,1	—	0,002	—	0,01
TiO ₂	0,01	0,016	0,01	< 0,03	0,07	0,15	—	—	0,01	—	0,02
MnO	0,12	0,13	0,14	0,11	0,01	—	0,13	0,11	0,15	0,10	0,10
S	0,025	—	—	—	—	—	—	—	0,019	—	—
Cr ₂ O ₃	0,43	0,42	0,63	0,35	0,41	—	0,58	0,32	0,39	0,67	—
NiO	0,32	0,31	0,32	0,29	0,54	—	0,57	0,29	0,27	0,61	—
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
MgO/MgO+FeO	0,86	0,85	0,85	0,85	0,85	0,81	0,85	0,87	0,85	0,82	0,87
Количественно-минеральный состав											
Оливин	72,6	87	65	77	84	75,7	71	—	—	—	—
Ортопироксен	23,9	13	29	19	15	16,4	27	—	—	—	—
Клинопироксен	1,7	—	4,8	—	—	5,5	Сл.	—	—	—	—
Шпинель	2,3	Сл.	1,6	3	1—2	2,2	8	—	—	—	—
Плагиоклаз	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—

Содержание всех компонентов пересчитано на 100% после вычитания из анализов H₂O (+)(—).

1. Хр. Барроу, среднее из 8 анализов [240]. 2. Казадеро, эталонный образец Геологической службы США PCC 1 (неопубликованные данные). 3. Ред-Маунтин, среднее из 3 анализов [185]. 4. Вуринос, среднее из 3 анализов [283]. 5. Новая Каледония, среднее из 4 анализов [337]. 6. Массив Хороман, 1 анализ [298]. 7. Ред-Хилс, 1 анализ [414]. 8. Бей-оф-Айлендс, среднее из 22 анализов перидотитов [205]. 9. Троодос, среднее из 8 анализов [263]. 10. Семанл, среднее из 2 анализов перидотитов [155]. 11. Папуа, 1 анализ [109].

Таблица 3

Химический состав гипербазитов лерцолитового подтипа, вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	44,62	46,4	45,0	48,0	44,0	44,2
Al ₂ O ₃	3,66	4,5	15,4	16,2	3,7	2,7
Fe ₂ O ₃	0,59	Сл.	2,1	0,95	2,1	1,1
FeO	7,58	6,7	9,1	7,9	6,3	7,3
MgO	38,98	39,6	11,3	9,9	40,9	41,3
CaO	3,31	2,3	14,5	14,2	2,4	2,4
Na ₂ O	0,26	0,27	1,3	1,9	0,2	0,25
K ₂ O	0,00	0,02	0,09	<0,01	—	0,015
TiO ₂	0,14	Сл.	0,67	0,73	0,1	0,1
MnO	0,13	Сл.	0,2	0,15	0,2	0,15
Cr ₂ O ₃	0,33	0,26	0,25	—	0,1	0,30
NiO	0,27	—	—	—	—	0,20
Сумма	99,87	100,05	99,91	99,93	100,00	100,02
MgO/MgO+FeO	0,83	0,86	0,51	0,53	0,83	0,83

Количественно-минеральный состав

Оливин	—	71,7	—	—	58	65
Ортопироксен	—	20,1	—	—	28	21,8
Клинопироксен	—	5,5	60	~ 69	8	11,3
Шпинель	—	2,0	—	—	1	1,5
Гранат	—	—	40	~ 6	—	—
Плагиоклаз	—	—	—	~ 26	5	—

1. Лерцолит, Ронда [118]. 2. Перидотит, Бени-Бушера [229]. 3. Гранатовый лерцолит [229]. 4. Гранат-плагиоклазовый пироксенит [118]. 5. Лерцолит, Ланцо, среднее из 12 анализов [47]. 6. Оценка состава верхней мантии [174].

количествах и входит в состав как клино-, так и ортопироксена. Однако в последнем практически весь кальций содержится в пластинчатых вростках распада, представленных клинопироксеном. Во многих анализах перидотитов приводятся содержания Na_2O и K_2O , однако оценить точность этих определений очень трудно. Так, в одном случае для ультраосновных пород указаны средние содержания Na_2O 0,004% и K_2O 0,0034% [173], а в работе Лони и др. [240] приведены значения 0,005% Na_2O и 0,0002% K_2O для дунитов и 0,012% Na_2O и 0,001% K_2O для гарцбургитов. Все эти данные свидетельствуют о том, что метаморфические перидотиты фактически лишены этих элементов, которые присутствуют в виде малых примесей, вероятно в пироксенах. Среднее содержание NiO в дунитах составляет 0,31%, а в гарцбургитах 0,38%. Этот элемент концентрируется преимущественно в оливине и в меньшей степени в ортопироксене. При сопоставлении валового химического состава гипербазитов лерцолитового подтипа и метаморфических перидотитов офиолитовых комплексов видны явные различия их составов (табл. 3). Для лерцолитов характерно среднее содержание Al_2O_3 , равное 3,6%, содержание Cr_2O_3 0,25% и NiO 0,24%, а также более низкое отношение $\text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO}$ (0,84). Вероятно, для лерцолитов характерно большее содержание щелочей, однако для окончательного решения этого вопроса не хватает определений.

Приведенных данных, как представляется, достаточно для того, чтобы показать, что метаморфические перидотиты представляют собой особый класс ультраосновных пород, физическая и химическая природа которых вполне специфична и внутренне однородна, так что их можно распознать как по особенностям химического состава, так и по минералогическим характеристикам.

3. Кумулятивный комплекс

3.1. Введение. В настоящее время принято считать, что значительная часть офиолитового разреза сложена породами, сформировавшимися в результате фракционной кристаллизации базитовой магмы, давшей толщу ультраосновного и основного состава и завершившейся кристаллизацией лейкократовых дериватов. Для этой последовательности обычно характерна грубая расслоенность с перидотитами в основании, постепенно переходящими вверх в обогащенные полевым шпатом габброиды и в конечном счете в отдельные мелкие и не выдержанные по простиранию зоны плагногранитов. Перед подробным описанием пород я хочу подчеркнуть, что к кумулятивному комплексу мы относим перидотиты и габброиды с явными кумулятивными текстурами, а также массивные габбро, которые, без сомнения, составляют часть комплекса. В прошлом кумулятивные перидотиты

объединяли с метаморфическими ультрабазитами и считали, что они не имеют прямой связи с расслоенными габбро. В последние годы присутствие недеформированных кумулятов стали считать одной из главных и общих особенностей офиолитов [219, 266, 213]. В тех случаях, когда офиолиты претерпели интенсивный динамотермальный метаморфизм, трудно определить первичную кумулятивную текстуру габброидов, что приводит к многочисленным противоречивым суждениям [386, 392]. В ряде случаев амфиболиты, образовавшиеся за счет кумулятивных габброидов, интерпретировали как породы метаморфических ореолов, связанных со становлением перидотитовой магмы. Некоторые из этих противоречий удалось ликвидировать в результате дополнительных, достаточно детальных петрографических исследований, однако для окончательного решения проблем, связанных с метаморфизованными офиолитами, необходимы дальнейшие работы. Хотя в офиолитовых комплексах достоверно установлено наличие кумулятов, в них пока еще не описаны столь мощные и непрерывные разрезы, как в таких стратиформных массивах, как Бушвелд, Стиллиутер, Скергаард или Маскоккс [212]. Кроме того, реликтовые кумулятивные текстуры хромита в метаморфических перидотитах позволяют предполагать, что кумуляты образовывались и в глубинных мантийных условиях до формирования на малой глубине кумулятов офиолитов [389]. Таким образом, для полного понимания истории образования этих пород еще необходимы очень тщательные полевые и петрографические исследования.

3.2. Структура. Кумулятивные комплексы крупных офиолитовых массивов обычно представляют собой в целом тела пластообразной формы. Контакты с окружающими вмещающими породами тектонические; в верхних частях серии кумулятов обычно постепенно переходят в сменяющие их по разрезу диабазы (параллельные дайки), тогда как в нижней части разреза кумуляты могут несогласно залегать на метаморфических перидотитах. Если допустить, что офиолиты действительно представляют собой океаническую кору, развившуюся при спрединге океанических хребтов, то серия кумулятов в этих комплексах должна отражать кристаллизационную дифференциацию базальтовых расплавов, за счет которых в центрах раздвигания формировались параллельные дайки и лавовые толщи. Гринбаум [166] предположил, что под раздвигающимся хребтом существует перманентный магматический резервуар (магматическая камера), в котором при наличии латеральных температурных градиентов (рис. 10) и формировалась серия расслоенных пород. По его мнению, здесь возникало стационарное состояние, при котором объем кристаллизовавшейся магмы в магматической камере был эквивалентен скорости раздвигания хребта, так что раз-

меры камеры были постоянными во времени. Это положение, вероятно, подкрепляется видимым отсутствием четких границ магматической камеры с офиолитовыми кумулятами. В офиолитовых комплексах пока не установлены множественные магматические камеры, однако интрузивные соотношения внутри габброндов и в параллельных дайках свидетельствуют о том, что здесь существовала не одна магма. Ультрабазиты офиолитовых кумулятов имеют различную мощность и состоят преимущественно из оливина с горизонтами хромитов, фиксирующими

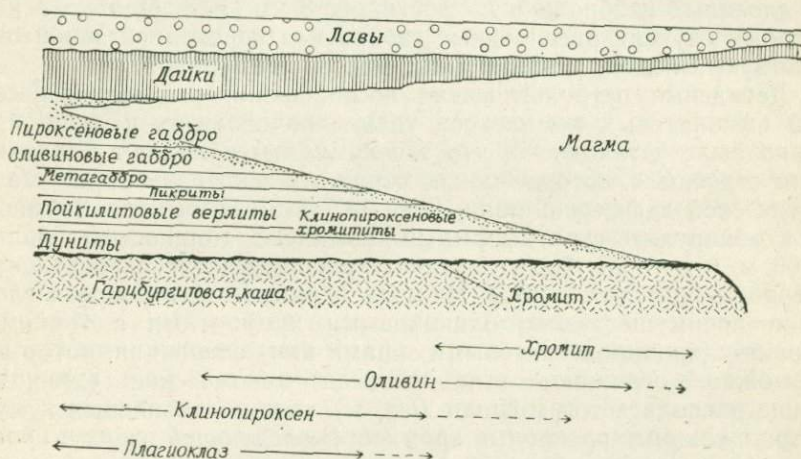


Рис. 10. Схематический разрез стационарной магматической камеры под осевой зоной медленно раздвигающегося океанического хребта.

Показаны особенности кристаллизации в одной половине этой камеры [166].

основания циклических единиц. Судя по данным различных авторов, видимая мощность разреза ультраосновных пород кумулятов офиолитовых комплексов колеблется от 0,5 до 4 км. Следует, однако, заметить, что точной оценке этой мощности обычно мешают тектонические нарушения, которые либо срезают часть серии, либо, наоборот, сдваивают ее. Установление переходной зоны между кумулятивными и метаморфическими перидотитами осложняется наложенной деформацией, и если эта деформация осуществлялась в период, когда кумуляты были лишь частично консолидированы, то контакт между этими частями офиолитовых комплексов определить практически невозможно. Присутствие в рассматриваемых перидотитах интеркумулятивного плагиоклаза и кристаллизационная дифференциация расплавов приводят к появлению в перидотитах прослоев, представленных обогащенными плагиоклазом габбро, троктолитами или анортозитами. Такие перемежающиеся темные и светлые полосы легко

различимы при полевых наблюдениях и часто расценивались как переходные, или критические, зоны [354, 427, 283]. Переходные зоны знаменуют постепенную смену кумулятивных перидотитов габброидными и обычно фиксируют конец биминеральной кристаллизации оливина и пироксена. По различным оценкам, мощность переходных зон колеблется от 150 до 750 м и должна отражать размеры и продолжительность кристаллизационной дифференциации в магматической камере. Выше переходной зоны перидотиты отсутствуют и преобладают габбро. Мощность расслоенных габбро иногда достигает 3 км [109]. Однако в некоторых случаях расслоенные габбро над переходной зоной отсутствуют, и здесь развиты лишь массивные габброиды.

Детальные петрологические исследования расслоенных серий офиолитовых комплексов только начинаются, и лишь недавно было установлено, что эти кумуляты обладают циклическим строением, которое может отражать некоторую серию магматической дифференциации [266, 187, 213]. В массиве Вуринос был обнаружен стратиформный комплекс мощностью около 1500 м, в котором была описана стратиграфическая последовательность кумулятов [213]. Нижняя единица этого разреза сложена преимущественно оливиновыми кумулятами с тонкими оливин-клинопироксенитовыми зонами близ основания, которые, возможно, отражают выродившиеся циклические единицы. Выше располагается мощная (500 м) толща оливиновых кумулятов с тонкими прослоями хромита. В следующей вверх по разрезу толще мощностью 400 м также преобладают оливиновые кумуляты, но для этой части разреза характерна направленная ритмичность. Вверх по разрезу отдельные ритмы становятся все менее мощными, при этом каждый из них начинается с оливиновых кумулятов, постепенно сменяющихся вверх оливин-клинопироксеновыми и в конечном счете клинопироксеновыми кумулятами с некоторой примесью посткумулятивного плагиоклаза. В среднем мощность ритмических единиц составляет около 33 м, и вверх по разрезу количество оливиновых кумулятов в этих ритмах последовательно уменьшается. В верхней части расслоенной серии массива Вуринос ритмы имеют иной характер и начинаются в основании слоями дупироксеновых кумулятов, которые сменяются вверх мощными кумулятами, состоящими из плагиоклаза и двух пироксенов. Джексон и др. [213] считали, что эта кумулятивная серия образовалась в магматической камере, расположенной близ раздвигающегося хребта и медленно заполнявшейся кристаллизовавшимся в ней материалом.

Нециклический разрез кумулятов офиолитового комплекса Пойнт-Сол, Калифорния [187], состоит из базальных оливиновых слоев с примесью хромита (около 150 м), которые постепенно переходят вверх в другие единицы. Увеличивающееся со-

держание клинопироксена обуславливает существование зоны верлита и оливнивого клинопироксенита мощностью приблизительно 100 м; выше располагается зона мощностью 150 м, в которой оливин становится менее существенной кумулятивной фазой. В этой зоне перемежаются кумулятивные клинопироксениты, верлиты и оливнивые клинопироксениты. Появление кумулятивного плагиоклаза в разрезе обуславливает существование зоны мощностью 500 м, в которой переслаиваются анортозиты, троктолиты, оливин-клинопироксеновые габбро и оливнироговообманково-клинопироксеновые габбро. Выше этой зоны кумулятивных габбро располагается разрез мощностью около 270 м некумулятивных клинопироксеновых и роговообманковых габбро с подчиненными количествами кварц-роговообманковых диоритов, роговообманково-клинопироксеновых диоритов, микродиоритов и диабазов. Хопсон и др. [187] предполагают, что кумулятивный разрез этого комплекса образовался в неглубокой камере, заполненной габброидной магмой, которая дифференцировалась непосредственно под слоем, сформированным подводными лавами и дайками.

Интересная особенность этих двух кумулятивных разрезов офиолитов заключается в различиях мощности и неоднородном характере кумулятивных серий. Дополнительная информация, полученная из литературных источников, и личные наблюдения позволяют сделать вывод, что наряду с кумулятивным процессом, игравшим важную роль в образовании офиолитов, эти магматические камеры несут явные признаки своей промежуточной природы (в смысле перемещения сквозь них магматических расплавов) и, вероятно, претерпевали постоянные тектонические воздействия. Выпадение верхних частей ритмических единиц в комплексе Вуринос [213], а также раздувы и пережимы отдельных ритмических единиц, обуславливающие исчезновение стратиграфической непрерывности, свидетельствуют о динамической обстановке в процессе кристаллизационной дифференциации. Тейер [386] описал в кумулятивных породах офиолитов слоистость течения и привел доказательства того, что по крайней мере некоторые из установленных в офиолитах структурных несогласий представляют собой результат интенсивного течения кристаллической каши в период становления этих комплексов. Сравнительный анализ кумулятивных серий офиолитов Тетиса, сделанный Мезорьяном и др. [266], обнаружил беспорядочное колебание мощности и состава участвующих в них кумулятивных единиц. Тем не менее в целом намечается общая последовательность кумулятов, выражающаяся в смене снизу вверх оливнивых (с хромитом) слоев перемежающимися клинопироксен-оливнивыми и клинопироксен-оливин-плагиоклазовыми кумулятами, которые в свою

очередь сменяются двупироксеновыми габбро, норитами и эвкритами. Расслоенные серии перекрываются массивными габбро, в которых нередко присутствуют лейкократовые дифференциаты.

3.3. Минералогия и петрография. Комплексы кумулятов сложены преимущественно четырьмя минералами: клинопиро-

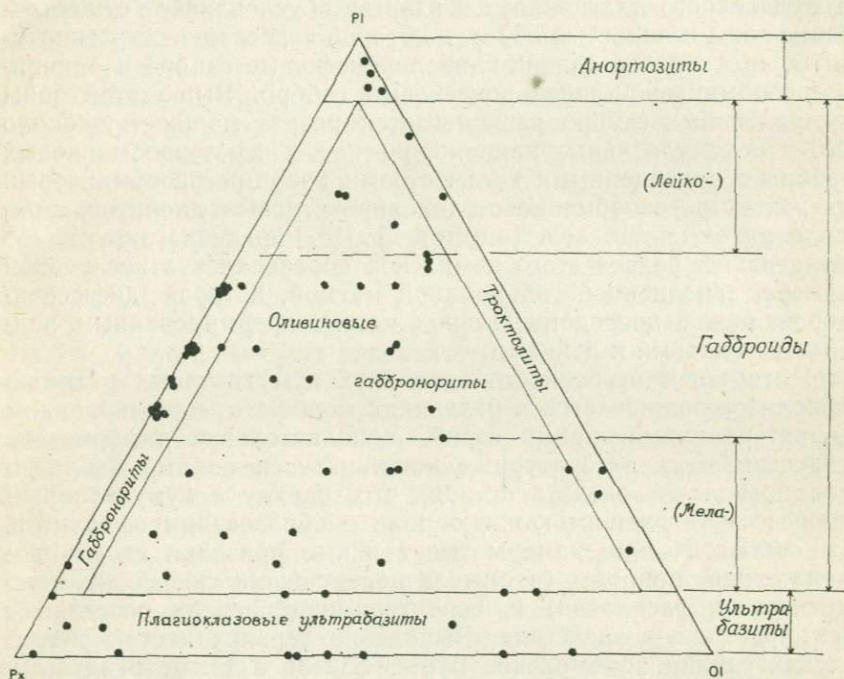


Рис. 11. Количественно-минеральные соотношения плагноклаза, двух пироксенов и оливина в кумулятах различных офиолитовых комплексов (преимущественно по неопубликованным данным Геологической службы США).

ксеном, ортопироксеном, оливином и плагноклазом со значительной примесью хромита в базальных слоях и бурой роговой обманки в дифференциатах верхней части комплексов (рис. 11). Порядок кристаллизации этих четырех минералов контролируется многими факторами, но, вероятно, наиболее важные из них — состав исходной магмы и изменение ее состава в процессе кристаллизационной дифференциации. Надежные оценки состава материнских магм офиолитов отсутствуют, за исключением общего представления, в соответствии с которым они представляют собой производные субщелочной толеитовой магмы. В связи с этим в дальнейшем не будет предпринято никаких попыток связать минералогические и петрографические

данные с какой-либо конкретной известной моделью дифференциации.

Оливин базитовых кумулятов обычно представлен идиоморфными и почти идиоморфными зернами, часто с зонами адкумулятивного роста. Деформация, столь обычная для метаморфических перидотитов, наблюдается редко. Зерна оливина достигают 3 см в диаметре. В расслоенных габбро зерна оливина обычно мельче (< 10 мм) и часто образуют пойкилитовые вроски в зернах ортопироксена. Исключительно редко удается наблюдать реакционные оторочки ортопироксена на зернах кумулятивного оливина. По составу оливин (Fe_{90-80}) в ультрабазитах кумулятивных серий близок к оливину метаморфических перидотитов, однако в кумулятивных разрезах наблюдается последовательное увеличение кверху содержания железа. В расслоенных и массивных габбро состав оливина колеблется значительно менее закономерно и иногда оливин сильно обогащается железом (Fe_{85-70}). Кумулятивный оливин обычно частично, а иногда и полностью серпентинизирован. Местами он полностью замещен серпентином и магнетитом при практическом отсутствии изменения ассоциирующихся плагиоклаза и пироксенов.

Ортопироксен довольно обычен в кумулятивном комплексе офиолитов, но все же встречается реже и не образует таких мощных мономинеральных слоев, как в крупных стратиформных массивах [212]. Чаще всего он представлен крупными (5—10 см) пойкилитовыми зернами состава En_{89-78} в ультрамафических кумулятах. В незначительных количествах кумулятивный ортопироксен (En_{80-75}) может присутствовать также в норитах и двупироксеновых габбро (рис. 12). До настоящего времени в ортопироксенах кумулятов офиолитовой ассоциации пластинчатые вроски распада клинопироксена не описаны. Для ортопироксена обычна некоторая уралитизация; первичные его кристаллы неравномерно замещаются актинолитом с незначительной примесью хлорита.

В клинопироксене кумулятивных ультрабазитов офиолитов наблюдается очень высокое содержание кальция. По составу он частично соответствует клинопироксену метаморфических перидотитов (рис. 12). Однако в богатых плагиоклазом кумулятивных габбро присутствует слабо обогащенный железом клинопироксен, вариации состава которого отличаются от установленных для клинопироксена Скергаардского плутона. По мере того как расслоенная серия офиолитов становится более дифференцированной, ортопироксен, как кумулятивная фаза, исчезает. В кумулятивных сериях с хорошо изученной минералогией пижонит пока не установлен. Для детального сопоставления с ранее наблюдавшимися вариациями состава

клинопироксена в магматитах данных пока недостаточно. Тем не менее представляется, что базальтовые расплавы, дифференцирующиеся с образованием кумулятивных серий офиолитов, были относительно обогащены как магнием, так и кальцием. Нередко клинопироксен уралитизирован и замещается зеленым амфиболом и хлоритом, но иногда этот минерал остается свежим даже в условиях метаморфизма низкой степени, когда другие сосуществующие с ним магматические минералы сильно изменяются.

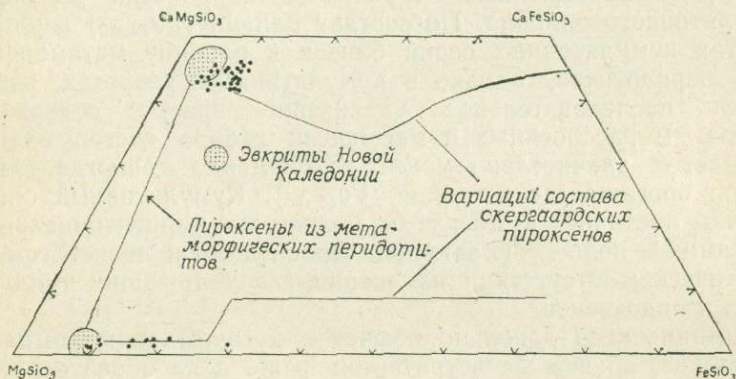


Рис. 12. Вариации состава пироксенов (темные точки) в офиолитовых кумулятах.

Линиями показаны изменения состава орто- и клинопироксенов в офиолитовых метаморфических перидотитах и в Скергаардском интрузиве. Кроме того, для сравнения нанесены составы клинопироксенов из кумулятивных эвкритов Новой Каледонии.

Плагиоклаз появляется в кумулятивных сериях офиолитов раньше, чем в кумулятах стратиформных комплексов типа Бушвелдского. Впервые он появляется в кумулятивных дунитах в качестве интеркумулятивной фазы, а затем в роли кумулятивной фазы — в троктолитах. Троктолиты часто переслаиваются с оливин-клинопироксеновыми кумулятами. После образования кумулятивного плагиоклаза он устойчиво сохраняется в разрезе и начинает преобладать в расслоенных габбро с адкумулятивными структурами. Нередки мономинеральные плагиоклазовые слои (анортозиты), перемежающиеся с мафическими. Особенно это характерно для комплексов с резкими переходами от кумулятивных перидотитов к плагиоклазовой части разреза [37]. Для троктолитов и эвкритов характерен высококальциевый плагиоклаз (An_{90-95}), у которого редко обнаруживаются признаки зональности. В нижних частях кумулятивных разрезов офиолитов каких-либо систематических изменений содержания анортитового компонента в плагиоклазе

не установлено [205, 187]. В габброидах верхних частей разрезов, где плагиоклаз становится преобладающей фазой, довольно обычны его зональные кристаллы с Ap_{70-80} в ядре до Ap_{50-30} во внешней каемке. В кумулятах, обогащенных оливином и пироксеном, плагиоклаз изменяется в процессе серпентинизации, замещаясь смесью гидрограната, клиноцоизита, пренита и хлорита [81]. В габброидах верхних частей разрезов офиолитовых комплексов проявляется типичный зеленосланцевый метаморфизм, при котором плагиоклаз замещается альбитом и эпидотом.

Хромит может слагать мономинеральные слои в оливиновых кумулятах. В некоторых случаях скопления хромита в основании кумулятивных серий представляют промышленный интерес. Пока имеется очень мало сведений о вариациях состава хромита в разрезе офиолитовых кумулятов. По некоторым данным, кумулятивные хромиты обладают более высокой величиной отношения Cr/Al по сравнению с хромитами линзовидных тел, локализующихся в метаморфических перидотитах.

Кумулятивные окислы железа в разрезах офиолитов встречаются редко. Их отсутствие свидетельствует о кардинальном отличии офиолитов от разреза Скергаардского массива, для верхних частей кумулятивной серии которого очень характерны многочисленные обогащенные железом слои.

3.4. Химизм. Кумулятивные породы офиолитовой ассоциации обнаруживают широкие колебания состава. Для удобства мы подразделили эти породы на две главные группы: ультраосновные кумуляты и основные кумуляты (табл. 4). Для ультраосновных, или ультрабазитовых, кумулятов, обычно присутствующих в нижних частях кумулятивных серий, величина отношения $MgO/MgO+FeO$ (вес. %) колеблется от 0,7 до 0,8, тогда как в основных, или базитовых, кумулятах средних и верхних частей разреза эта величина колеблется от 0,8 до 0,2. На диаграмме зависимости содержания SiO_2 от $FeO/FeO+MgO$ (вес. %) (рис. 13) нанесены все доступные химические анализы офиолитовых кумулятов. Хорошо видно, что ультраосновные кумуляты очень близки к дунитам метаморфических перидотитов, а метаморфические гарцбургиты отличаются по химическому составу практически от всех кумулятов. Не исключено, что дополнительные данные покажут, что подмеченные различия не являются столь очевидными.

В целом в кумулятивных породах не обнаруживается резкого обогащения железом по мере дифференциации магмы. Вероятно, это свидетельствует о низкой активности кислорода, в связи с чем большая часть имеющегося в расплаве железа входила в состав силикатных фаз. Как уже отмечалось выше, кумулятивный или даже посткумулятивный магнетит

Химический и нормативный минеральный составы типичных кумулятивных пород офиолитов, вес. %

Компоненты	Ультрамафические кумуляты									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	37,90	39,90	40,50	39,70	43,10	44,60	39,54	42,90	44,64	45,40
Al ₂ O ₃	8,60	10,40	9,50	3,50	1,50	2,00	5,15	18,04	17,16	12,50
Fe ₂ O ₃	6,00	3,10	3,10	6,80	1,40	3,70	3,48	0,21	1,07	2,50
FeO	6,70	5,30	7,10	4,80	7,40	3,60	4,39	1,74	2,95	4,70
MgO	25,90	24,40	24,20	28,50	42,80	27,50	32,71	13,34	12,70	17,80
CaO	5,90	6,80	8,90	7,40	1,80	11,50	4,06	15,37	16,25	12,00
Na ₂ O	0,30	0,80	0,70	0,20	0,10	0,12	0,14	0,54	0,59	0,15
K ₂ O	—	—	—	—	0,10	0,08	0,09	0,12	0,06	0,10
H ₂ O ⁺	8,60	7,90	6,40	8,20	0,80	5,60	8,81	5,57	3,89	3,50
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	0,04	—	—	0,07	—
TiO ₂	—	0,10	0,10	0,10	—	0,04	0,03	0,03	0,08	0,25
P ₂ O ₅	0,20	—	0,20	—	0,05	—	0,20	—	—	0,01
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,36	0,24	—	—
MnO	—	—	—	—	0,11	0,09	—	0,04	0,06	0,08
NiO	—	—	—	—	—	—	0,12	—	—	—
Сумма	100,10	98,70	100,70	99,20	99,16	98,87	99,08	98,14	99,52	98,99

Нормативные минералы

Q	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Or	—	—	—	—	0,6	0,5	0,6	0,8	0,4	0,6
Ab	2,8	7,5	1,6	1,7	0,9	1,1	1,3	2,3	3,3	1,3
An	24,3	27,4	24,2	9,6	3,4	5,0	14,6	50,2	46,1	34,8
Ne	—	—	2,6	0,1	—	—	—	1,4	1,0	—
Di	5,2	7,9	17,1	24,8	4,2	44,5	5,0	25,3	30,1	22,1
Hu	1,4	0,4	—	—	12,0	4,8	13,0	—	—	19,0
Ol	66,9	56,6	53,9	63,6	78,8	43,9	64,3	19,6	18,8	21,4
Сm	—	—	—	—	—	—	0,6	0,38	—	—
Il	—	0,2	0,2	0,2	—	0,08	0,06	0,06	0,16	0,5
Ap	0,5	—	0,5	—	0,12	—	0,5	—	—	0,03
MgO/MgO + FeO	0,68	0,75	0,71	0,72	0,83	0,80	0,81	0,87	0,76	0,72

Нормативный состав вычислен после пересчета Fe₂O₃ на FeO, вычитания из анализов H₂O и CO₂ и приведения суммы к 100%.

1. Троктолит, комплекс Семаил, Оман [155]. 2. Троктолит, о. Масира, Оман [155]. 3. Оливиновое габбро, комплекс Семаил, Оман [155]. 4. Перидотитовый кумулят, комплекс Семаил, Оман [155]. 5. Габбро, Папуа [109]. 6. Верлитовый кумулят, комплекс Пойнт-Сол [20]. 7. Верлит, Кипр [427]. 8. Оливиновый эвкрит, Новая Каледония [336]. 9. Оливиносодержащее уралитизированное габбро, хр. Каньон [395]. 10. Оливиновое габбро, Гизил-Даг, Турция [126].

Компоненты	Мафические кумуляты									
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	46,07	46,50	46,10	47,40	48,10	48,40	50,20	50,50	53,10	55,0
Al ₂ O ₃	22,21	7,00	15,95	27,20	16,50	19,70	16,10	18,30	18,34	15,80
Fe ₂ O ₃	0,87	2,60	5,05	0,60	0,63	0,63	1,10	0,94	2,44	4,10
FeO	2,74	6,50	1,75	1,80	3,35	3,70	4,40	5,50	7,96	7,60
MgO	8,82	21,60	10,85	3,00	11,90	9,40	11,20	9,50	5,79	3,20
CaO	17,48	11,00	16,40	15,30	16,90	16,10	12,50	12,80	9,75	9,60
Na ₂ O	0,68	0,43	0,80	2,50	0,55	0,46	0,89	1,49	0,63	0,9
K ₂ O	0,11	0,14	0,05	0,10	0,06	0,02	0,23	0,03	0,03	0,02
H ₂ O ⁺	1,03	2,70	1,60	1,90	1,25	1,20	2,00	0,70	1,20	1,60
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	0,11	—	—	0,04	—	—
TiO ₂	0,08	0,25	0,15	0,10	0,10	0,10	0,09	0,13	0,45	1,4
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,05	—	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,09
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,08	0,18	0,08	—	0,08	0,10	0,10	0,13	0,17	0,12
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,26	98,96	98,83	99,90	99,61	99,83	98,84	100,07	99,88	99,43

Нормативные минералы

Q	—	—	—	—	—	—	1,1	—	12,0	18,3
Or	0,7	0,9	0,3	0,6	0,4	0,1	1,4	0,18	0,18	0,12
Ab	4,7	3,8	7,0	17,0	4,7	3,9	7,8	12,7	5,4	7,8
An	57,7	17,5	41,1	64,0	43,1	52,4	40,6	43,5	47,9	40,0
Ne	0,6	—	—	2,4	—	—	—	—	—	—
Di	23,5	31,2	34,4	10,9	32,9	22,9	18,7	16,3	0,8	7,0
Hу	—	15,9	0,05	—	9,6	19,6	30,1	25,0	32,7	23,7
Ol	12,5	30,2	16,7	4,7	8,8	0,8	—	1,9	—	—
Сm	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Il	0,2	0,5	0,3	0,2	0,19	0,19	0,18	0,25	0,86	2,7
Ap	0,12	0,15	0,12	—	0,05	0,05	0,07	0,02	0,07	0,22
MgO/MgO + FeO	0,71	0,71	0,63	0,56	0,75	0,69	0,67	0,60	0,36	0,22

11. Габбро, Кипр [427]. 12. Кумулятивное габбро, комплекс Ред-Маунтин [20]. 13. Оливиновое габбро, Хатай, Турция [220].
 14. Эвкрит, комплекс Семаил, Оман [155]. 15. Оливиновое габбро, Папуа [109]. 16. Двупироксеновое габбро, Кипр [93].
 17. Уралитизированное габбро, Кипр [93]. 18. Габбро верхнего уровня, Папуа [109]. 19. Норит, комплекс Вурнос, Греция [283].
 20. Уралитизированное кварцевое габбро, Кипр [93].

в кумулятивных комплексах офиолитов встречается редко. Аналогично железу ведет себя и титан, содержание которого в кумулятах офиолитов редко превышает 1% TiO_2 , тогда как в расслоенных породах Скергаарда количество TiO_2 может достигать 5%.

Наиболее резкие вариации состава офиолитовых кумулятов определяются преимущественно появлением или отсутствием кальциевого плагиоклаза. Содержание нормативного анортита колеблется от примерно 3,5 до 64 мол.%, и

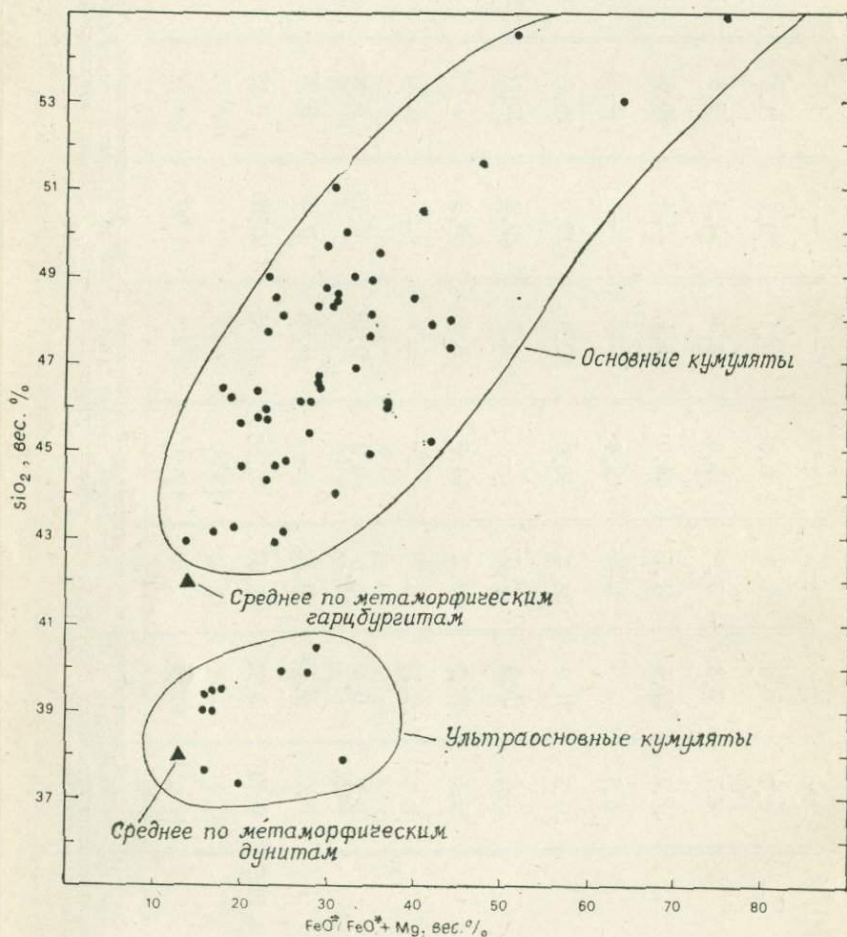


Рис. 13. Зависимость величины $FeO^*/FeO^* + MgO$ от SiO_2 в кумулятивных породах офиолитов.

FeO^* — суммарное железо, пересчитанное на закись; треугольники — средний валовый состав метаморфических гарцбургитов и дунитов.

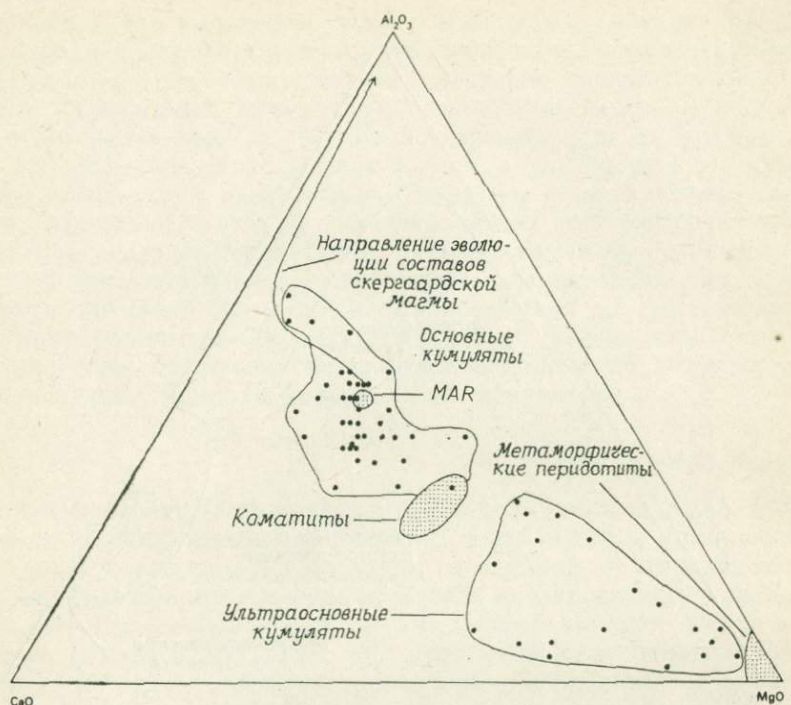


Рис. 14. Треугольная диаграмма $MgO—CaO—Al_2O_3$ для основных и ультраосновных кумулятов (в вес. %).

Поле коматитов дано по различным источникам. MAR — средний состав базальтов срединно-океанических хребтов. Направление изменения состава скергаардского расплава приведено для сравнения, иллюстрирующего возможную корреляцию направлений дифференциации базальтового расплава в разрезах офиолитов.

пока в расслоенной серии не обнаружено каких-либо циклических вариаций этой величины. Особенно интересные колебания состава офиолитовых кумулятов фиксируются треугольной диаграммой $MgO—CaO—Al_2O_3$ (рис. 14). На этой диаграмме компоненты взяты в весовых процентах и сумма их принята за 100. Точки состава ультраосновных кумулятов занимают на диаграмме ограниченную область с умеренными количествами Al_2O_3 и CaO . Их поле достигает, но не перекрывает области составов метаморфических перидотитов. В отличие от них кумуляты базитов по составу перекрывают и частично следуют вариационной линии расслоенных пород Скергаарда. Однако общее направление дифференциации базитовых кумулятов офиолитов позволяет полагать, что магма, из которой они кристаллизовались, на ранних стадиях, вероятно, в равной мере обеднялась кальцием и алюминием. На эту же диаграмму

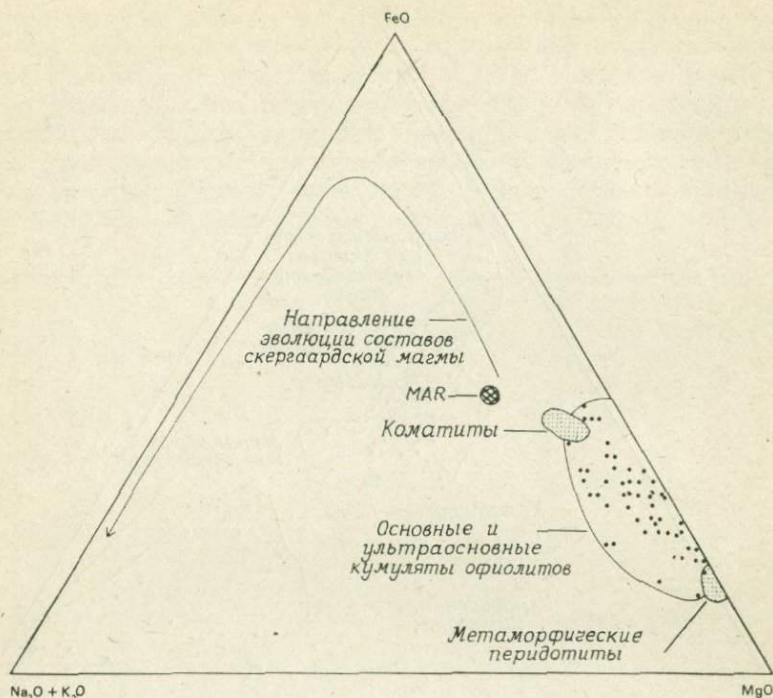


Рис. 15. Диаграмма AFM для основных и ультраосновных офиолитовых кумулятов.

Поле коматитов дается по различным источникам. MAR — средний состав базальтов срединно-океанических хребтов. Для сопоставления показана кривая изменения состава скергаардской магмы.

нанесен средний состав океанических толеитов и коматитов. Положение этих составов позволяет предположить, что исходная магма, из которой кристаллизовалась расслоенная серия офиолитов, по-видимому, была близка к коматитам и что, по крайней мере частично, состав океанических толеитов можно объяснять неполным фракционированием относительно обогащенной магнием исходной магмы. Другую иллюстрацию этого положения можно найти на диаграмме AFM (рис. 15). Здесь видно, что кумулятивные породы Скергаарда четко отличаются от расслоенной серии офиолитов, что опять-таки позволяет предполагать для офиолитов более основную материнскую магму. Однако до установления количественных соотношений различных дифференциатов в офиолитовых комплексах вопрос о материнской магме для них остается открытым.

Мы располагаем очень скудной информацией о содержании рассеянных элементов в расслоенных сериях офиолитов. Не-

сомненно, что количество хрома и никеля в них на порядок ниже, чем в метаморфических перидотитах. Однако в некоторых переходных зонах кумулятивных разрезов офиолитов обнаружены сульфидные кумуляты, обогащенные медью и никелем (неопубликованные данные Геологической службы США).

От своих метаморфических аналогов ультраосновные кумуляты отличаются значительно большими содержаниями кальция, алюминия, а также щелочей. Ранее для разграничения метаморфических перидотитов и серии кумулятов использовали присутствие плагиоклаза как в виде кумулятивной, так и интеркумулятивной фазы. В настоящее время до установления позиции породы в кумулятивном разрезе, кроме выявления ее структурных особенностей, необходимо также по возможности более точно установить и химические параметры.

4. Лейкократовые породы

4.1. Введение. Тесная пространственная связь лейкократовых пород с габброидными частями офиолитовых комплексов, а также постепенные изменения их состава от тоналитов до альбитовых гранитов побудили многих исследователей признать эти породы конечным продуктом дифференциации в офиолитовых разрезах [427, 386, 93]. Детальное картирование показало, что объем лейкократовых пород по сравнению с обнаженной частью кумулятивных серий офиолитов невелик и не превышает 2% [427, 155]. Обычно довольно трудно установить явные секущие соотношения лейкократовых пород и ассоциирующихся с ними мафических пород. Однако представляется очевидным, что лейкократовые породы приурочены лишь к самому офиолитовому комплексу и не внедрялись в автохтонные породы, с которыми контактируют офиолиты. Во многих местах лейкократовые дериваты прорывают кумулятивные габбро, а иногда вышерасположенные диабазы [427], но в ряде случаев они образуют небольшие интрузивные штоки или отдельные дайки внутри диабазового комплекса параллельных даек [395, 393]. В некоторых разрезах офиолитов эффузивные базальты вытесняются кератофировыми лавами. В таких сериях ультрабазиты лишь изредка прорываются лейкократовыми породами. Однако эти породы, часто измененные до альбититов, обычно присутствуют в серпентинитовом меланже, образовавшемся из разобщенных обломков пород офиолитовой ассоциации [209, 81]. Известны случаи интрузий лейкократовых пород после становления офиолитовых комплексов. При подобных соотношениях необходимы детальные полевые исследования для разграничения лейкократовых интрузивов различного происхождения [84].

4.2. Минералогия и петрография. Лейкократовые породы офиолитовых ассоциаций обычно имеют средне- или тонкозернистую структуру и состоят преимущественно из кварца и плагиоклаза с очень небольшой примесью (обычно не более 10 об.%) железомagneзиальных минералов. Почти во всех этих породах плагиоклаз характеризуется резкой зональностью с кальциевым ядром и натровыми краевыми каемками. В отличие от гранофиоров, присутствующих в дифференцированных верхних частях крупных континентальных основных интрузий, в офиолитовых лейкократовых породах крайне редко встречается калиевый полевой шпат. Очень небольшое количество калия, неизменно обнаруживающееся в офиолитовых лейкократовых породах, входит в состав плагиоклаза. Первичные железомagneзиальные минералы, установленные в этих породах, наиболее часто представлены роговой обманкой и пироксенами. Несмотря на низкое содержание железа, в качестве акцессорных минералов присутствуют сростки магнетита и ильменита. Поскольку эти породы представляют собой продукты дифференциации базальтовой магмы, по составу они колеблются от альбитовых гранитов через трондьемиты и тоналиты до диоритов. Их средний количественно-минеральный состав на треугольной диаграмме кварц—плагиоклаз—щелочной полевой шпат (рис. 16) располагается около стороны кварц—плагиоклаз или непосредственно попадает на эту линию. По классификации Штреккейзена [370], лейкократовые породы офиолитов относятся к тоналитам в случае присутствия биотита или роговой обманки в количестве более 10% и к трондьемитам при меньшем содержании темноцветных минералов. При содержании анортитового компонента не более 10% они попадают в группу альбитовых гранитов. Поскольку лейкократовые породы офиолитовых ассоциаций характеризуются широкими колебаниями количественных соотношений полевого шпата и кварца, в прошлом им давали самые разные названия. В связи с этим Колман и Петерман [93] предложили для них общее и собирательное название — «океанические плагиограниты».

Почти во всех изученных автором океанических плагиогранитах обнаруживаются признаки метаморфизма низкой степени, выражающиеся в присутствии новообразованных эпидота, хлорита, актинолита и альбита. Метаморфизм низкой степени может сопровождаться метасоматозом. Однако, несмотря на метаморфизм и перекристаллизацию, обычные для рассматриваемых лейкократовых пород, их устойчивый количественно-минеральный состав и сохранившиеся магматические структуры свидетельствуют о том, что они представляют собой первичные магматические дифференциаты субщелочной базальтовой магмы, а не продукты метасоматоза. Сохранность магматических и от-

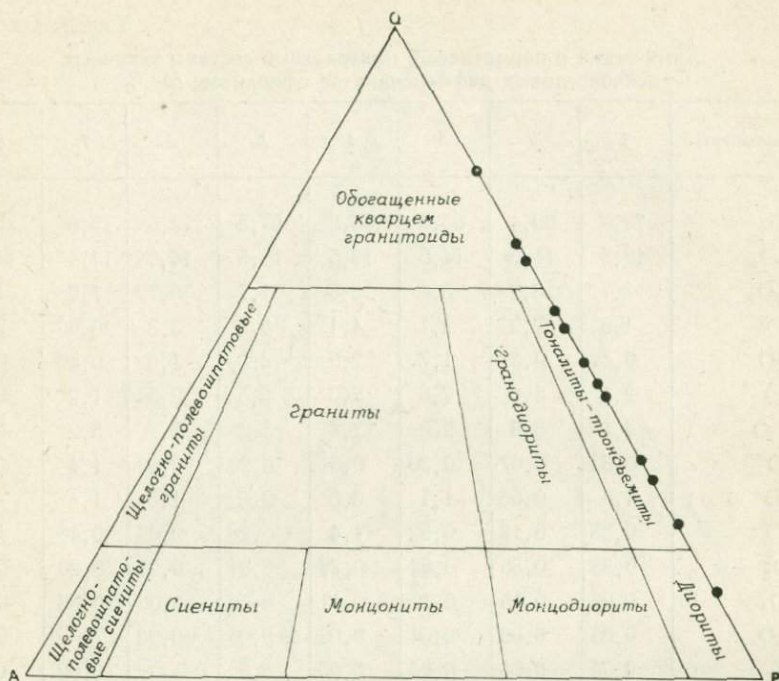


Рис. 16. Количественно-минеральный состав океанических плагиогранитов, преимущественно из офиолитов комплекса Троодос, Кипр. Классификация пород по Штреккейзену [370].

существование метаморфических структур позволяют предполагать, что лейкократовые породы офиолитов претерпели термальное метаморфизм в статических условиях, которые, вероятно, были обусловлены высоким тепловым потоком близ центров спрединга [152].

4.3. Химизм. Для океанических плагиогранитов и родственных им пород характерны высокое содержание кремнезема, небольшое или умеренное количество глинозема, пониженное общее содержание железа и магния и крайне незначительные количества K_2O (табл. 5). Содержание нормативного ортоклаза обычно не превышает 4 мол.%, а количество нормативного анортитового компонента в плагиоклазе колеблется от Ap_{21} до Ap_{61} . Такие широкие колебания известковистости плагиоклаза отражают дифференциацию базальтовой магмы в направлении к лейкократовым дериватам. На треугольной диаграмме нормативных компонентов полевых шлатов составы плагиоклазов всех этих пород попадают в полевошпатовое поле низких давлений (рис. 17). По классификации О'Коннора [299],

Таблица 5

Химический и нормативный минеральный составы типичных лейкократовых дифференциатов офиолитов, вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	73,6	69,4	65,4	65,2	57,5	72,5	72,6	75,8
Al ₂ O ₃	12,3	14,0	14,5	13,5	14,5	14,0	14,4	12,9
Fe ₂ O ₃	3,7	3,2	3,4	3,5	1,7	0,77	1,5	1,6
FeO	1,6	2,9	2,4	4,1	5,3	3,3	0,60	2,0
MgO	0,44	0,54	1,7	2,6	3,3	1,0	0,40	0,39
CaO	2,1	4,6	7,6	2,6	5,5	2,5	1,2	0,79
Na ₂ O	4,1	3,8	2,0	2,4	5,2	3,7	5,2	5,8
K ₂ O	0,33	0,07	0,30	0,64	0,20	0,33	1,1	0,20
H ₂ O ⁺	1,0	0,56	1,1	3,0	2,6	1,5	1,4	
H ₂ O ⁻	0,35	0,12	0,52	1,4	0,28	0,08	0,46	1,0
TiO ₂	0,33	0,56	0,84	0,77	0,61	0,21	0,20	0,14
P ₂ O ₅	0,08	0,15	0,10	0,11	0,06	0,06	0,03	0,04
MnO	0,03	0,06	0,04	0,06	0,08	0,06	—	0,06
CO ₂	0,05	0,05	0,05	0,05	3,5	—	0,02	0,28
Сумма	100	100	100	99,9	100	100	99,1	101
Нормативные минералы								
Q	40,4	32,9	32,4	35,9	14,6	40,4	34,6	36,5
	1,6	—	—	4,6	4,1	3,2	2,6	1,8
Or	2,0	0,4	1,8	4,0	1,2	2,0	6,7	1,2
Ab	35,3	32,5	17,3	21,3	45,2	31,8	45,3	49,3
An	10,1	21,2	30,0	12,8	4,9	12,2	5,9	3,7
Ne	—	—	—	—	—	—	—	—
Di	—	0,80	6,4	—	—	—	—	—
Hу	9,8	10,8	10,0	19,5	20,5	9,7	4,4	7,2
Ol	—	—	—	—	—	—	—	—
Ст	—	—	—	—	—	—	—	—
Il	0,6	1,1	1,6	1,5	1,2	0,4	0,39	0,27
Ap	0,19	0,36	0,24	0,27	0,15	0,14	0,07	0,10

Нормативный состав вычислен после пересчета Fe₂O₃ на FeO, вычитания из анализов H₂O и CO₂ и приведения суммы к 100%.

1. Кераатофир, Троодос, Кипр [93]. 2. Плаггиогранит, Троодос, Кипр [93]. 3. Плаггиогранит, Троодос, Кипр [93]. 4. Плаггиогранит, Троодос, Кипр [93]. 5. Кераатофир, Пойнт-Сол, Калифорния [20]. 6. Кварцевый кераатофир, массив Квинто-Крик, Калифорния [20]. 7. Кварцевый кераатофир, массив Квинто-Крик, Калифорния [20]. 8. Альбитовый гранит, хр. Каньон, Орегон [395].

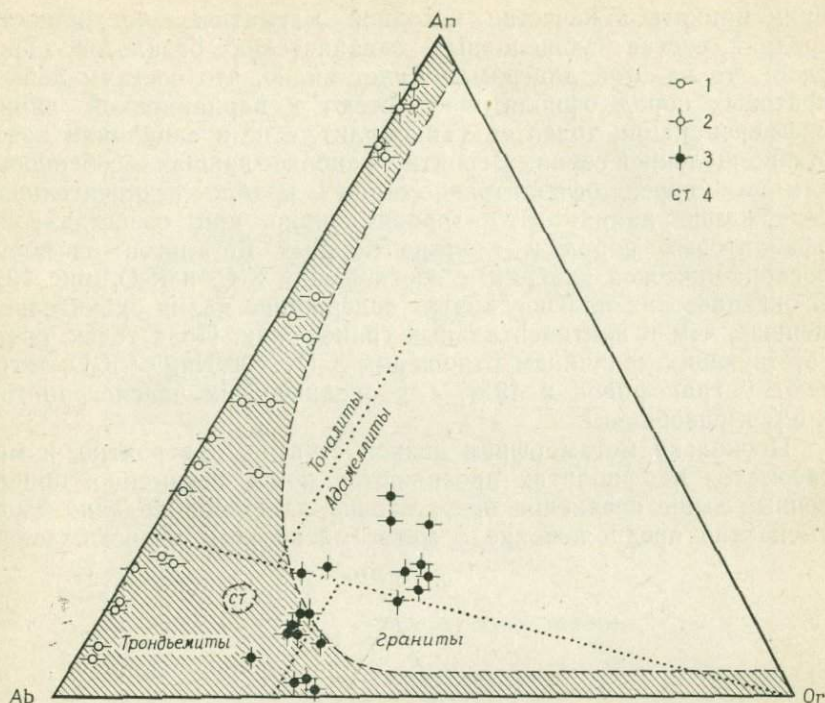


Рис. 17. Содержания нормативных полевошпатовых компонентов в океанических плаггиогранитах, континентальных трондземитах, габбро и гранофирах.

Затенено поле состава полевых шпатов, кристаллизующихся при низком давлении (<5 кбар); точечные линии разделяют поля составов различных типов пород по соотношениям в них полевошпатовых компонентов [299]. 1 — океанический плаггиоцит; 2 — кумулятивный габбро; 3 — гранофиры; 4 — континентальный трондземит.

лейкократовые породы офиолитов попадают в поле трондземитов (кератофинов) или тоналитов (дацитов). Необходимо отметить, что классификация О'Коннора основана на химическом составе, тогда как последняя международная классификация Штреккейзена основана на количественно-минеральном составе. При сопоставлении соотношения нормативных компонентов полевых шпатов в океанических плаггиогранитах и гранофирах, образующихся при дифференциации континентальных базальтовых магм, обнаруживается, что в континентальных гранофирах почти всегда содержится более 20 мол.% ортоклазового компонента. Таким образом, по признаку содержания нормативных полевых шпатов лейкократовые породы офиолитовых комплексов четко отличаются от континентальных гранофиров.

Направление дифференциации океанических плаггиогранитов удачно иллюстрируется треугольной диаграммой AFM (рис. 18).

Если принять в качестве исходной магматической жидкости средний состав субщелочных океанических базальтов (Троодос), то на этой диаграмме будет видно, что составы лейкократовых пород офиолитов тяготеют к вариационной линии Тингмули, а не к вариациям известково-щелочной серии. Вероятно, наиболее важная особенность химизма пород офиолитовой серии — крайне незначительное содержание калия. Это хорошо видно при сопоставлении офиолитовых пород и континентальных базальтов на полулогарифмической диаграмме соотношений SiO_2 и K_2O (рис. 19). В океанических плагиогранитах содержание калия значительно меньше, чем в континентальных гранофирах. Поля точек, соответствующих величинам отношения $\text{K}_2\text{O} \times 100 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, тяготеют у гранофиров к 49%, а у океанических плагиогранитов к 5% и разобщены.

Поскольку метаморфизм низкой степени, а вероятно, и метасоматоз в офиолитах проявляются почти неизменно, приведенные выше сравнения недостаточно надежны. Недавно было высказано предположение о метасоматическом происхождении

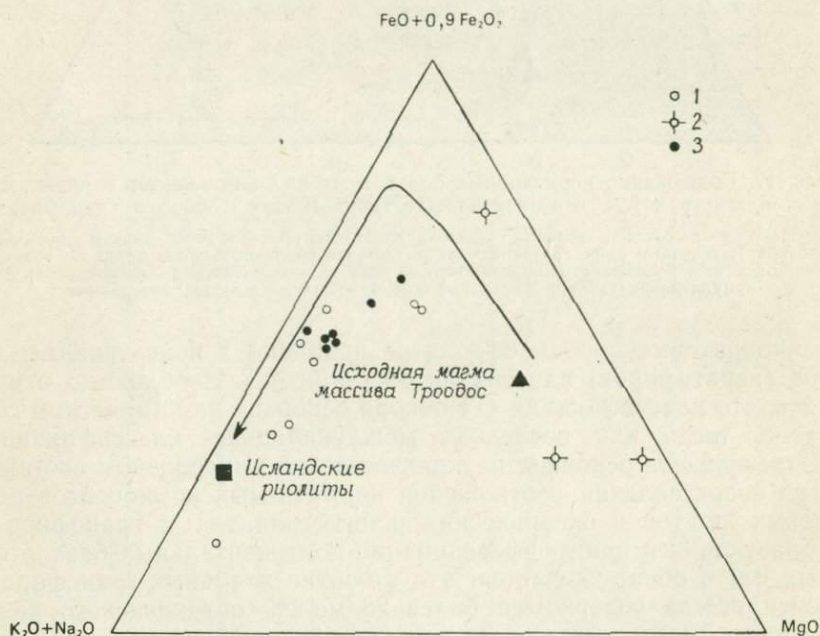


Рис. 18. Вариации состава океанических плагиогранитов, габбро и исходной магмы офиолитов Троодос, Кипр.

Для сопоставления нанесены составы гранофиров и исландских риолитов, а также линия изменения состава магмы в Скергаардском плутоне. 1 — океанические плагиограниты; 2 — габброиды массива Троодос; 3 — гранофиры.

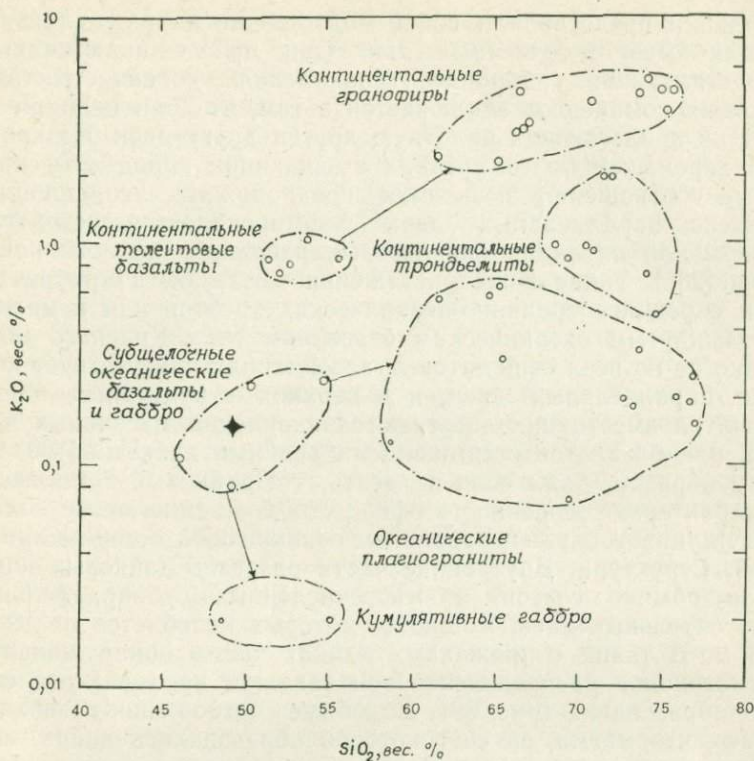


Рис. 19. Отношение K_2O и SiO_2 в океанических плагиогранитах и близких к ним породах других генетических типов (шкала полулогарифмическая).

большинства спилитов и кератофигов [193]. Основой для этого утверждения послужило то обстоятельство, что соотношения щелочей в этих породах выходят за пределы, обычные для магматитов. Представляется, однако, что в результате дифференциации субщелочной толеитовой магмы в условиях малых глубин должны возникать лейкократовые дериваты, в которых соотношения щелочей изначально выходили за рамки так называемого магматического спектра. Материнские расплавы океанических базальтов вообще очень бедны калием, и эта особенность должна, конечно, сохраняться в продуктах их дифференциации.

5. Дайковые комплексы

5.1. Введение. В верхних частях некоторых разрезов офиолитовых ассоциаций присутствует комплекс диабазовых даек, которые образуют непрерывные единицы мощностью до 1,5 км.

Эти дайки представляли собой подводящие каналы для залегающих выше подушечных лав. Они прослеживаются вниз, в подстилающие габброиды. Уникальная особенность таких дайковых комплексов заключается в том, что они целиком состоят из прилегающих вплотную друг к другу даек без каких-либо перемычек более древних вмещающих пород. Эти интересные соотношения позволили предположить, что сплошной комплекс параллельных даек формировался в результате непрерывной инъекции базальтовых расплавов по зоне растяжения [286]. Такие зоны растяжения могли быть приурочены к оси спрединга срединно-океанических хребтов или к мелким полузамкнутым океаническим бассейнам типа Красного моря. Однако не во всех офиолитовых ассоциациях присутствует комплекс параллельных даек, и в верхних структурных частях офиолитов вместо них встречаются скопления массивных диабазов или базальтов с единичными редкими дайками [109, 90]. Таким образом, даже если полагать, что дайковый комплекс — это характерная особенность офиолитов, его тем не менее нельзя считать универсальным признаком офиолитовой ассоциации.

5.2. Структура. Внутренние части разрезов дайковых комплексов обычно состоят из многочисленных субпараллельных самостоятельных даек, мощность которых колеблется от 10 см до 5 м. В таких сопряженных дайках часто обнаруживается асимметричное распределение зон закалки, проливающее свет на их образование (рис. 68). Подобные соотношения позволяют считать, что магма, за счет которой образовались дайки, поднималась по одной и той же трещине, причем оторочки закалки в последовательно образующихся дайках возникали в контакте с ранее внедрившимися и консолидовавшимися дайками. Каждая последующая дайка внедрялась в середину предыдущей, и в результате многократного повторения этого процесса возникала серия даек, оторочки закалки которых располагались асимметрично по отношению к оси инъекции даек [286, 227]. Статистически в дайковых комплексах Кипра установлено устойчивое одностороннее проявление оторочек закалки, и по этим соотношениям удается установить место и ориентировку оси спрединга [227].

Полевые наблюдения показывают, что подушечные лавы, перекрывающие параллельные дайки, непосредственно питались последними. На контакте между дайковым комплексом и лавами присутствуют блоки подушечных лав, разделяющие отдельные дайковые тела, а несколько выше по разрезу можно видеть интрузивные подводящие каналы, образующие в лавовой толще неправильную ветвистую сеть.

Гораздо менее ясен и имеет более сложный характер нижний контакт параллельных даек с габброидами и их лейкокра-

товыми дифференциатами [393]. Практически во всех изученных автором и описанных другими исследователями обнажениях этой зоны обнаруживаются отчетливые признаки закалки диабазовых даек в контакте с габбро, а также выклинивание диабазовых даек книзу. В связи с этим представляется, что габбро, по крайней мере частично, отвердевали до становления даек, и внедрение последних происходило сверху вниз в консолидированные габбро. В массиве Гизил-Даг, Турция, описан дайковый комплекс, протягивающийся через комплексы габбро и перидотитов [307]. Это позволяет предположить, что магматическим источником для даек в данном случае служила некоторая камера, расположенная ниже этих главных частей офиолитовых комплексов. В нескольких разрезах офиолитов установлено, что еще до становления параллельных даек произошла деформация и, вероятно, механическое вращение блока габброидов [393]. При становлении параллельных даек должно было происходить расширение с образованием свободного пространства практически на 100%. Однако, если предположить, что дайки возникли в результате отщепления от залегающих ниже расслоенных габбро, то можно допустить, что чистое расширение составляло лишь 10—15%. Таким образом, различные особенности параллельных даек требуют альтернативных объяснений, и в целом еще не хватает материала для удовлетворительного решения этой сложной структурной проблемы. Для того чтобы объяснить нисходящие инъекции даек в деформированные габбро, приходится предполагать латеральную миграцию крупных масс магмы, а для объяснения часто наблюдающихся вариаций состава в дайковом комплексе, очевидно, необходимо наличие нескольких магматических камер [415].

5.3. Минералогия и петрография. Породы комплекса параллельных даек офиолитов представляют собой тонко- или среднезернистые серые или зеленые породы с офитовой структурой. Первичные магматические минералы представлены плагиоклазом, клинопироксеном, магнетитом или магнетит-ильменитом; изредка вместо клинопироксена присутствует бурая роговая обманка. Оливин и ортопироксен в дайковых комплексах офиолитовых ассоциаций не отмечались. В некоторых породах присутствует стекловатая основная масса с вариолитовым клинопироксеном. Стекло обычно приурочено к закаленным краевым оторочкам даек. Каверны в дайках встречаются редко, за исключением тех случаев, когда дайки локализируются в перекрывающих подушечных лавах. Почти все детально изученные дайковые комплексы претерпели интенсивные изменения с замещением первичных магматических минералов ассоциациями зеленосланцевой и цеолитовой метаморфических фаций.

Таким образом, минералогические данные о первичных магматических составляющих этих пород очень немногочисленны.

Плагиоклаз представлен таблитчатыми кристаллами, которые образуют основной каркас офитовой структуры. Обычно плагиоклаз резко зонален с типичными колебаниями состава от Ap_{55-60} до Ap_{20-30} . В относительно лейкократовых дайках плагиоклаз резко преобладает и внешние каемки его зерен имеют состав Ap_{10-15} , тогда как в интерстициях присутствуют мirmekитовые сростки плагиоклаза и кварца. Клинопироксен, представленный бурыми ксеноморфными зернами, выполняет пространство между таблитчатыми кристаллами плагиоклаза. В некоторых случаях клинопироксен резко зональный, как и ассоциирующийся с ним плагиоклаз. Оптические и химические данные, полученные для немногих мономинеральных фракций клинопироксена из дайковых комплексов, свидетельствуют о том, что он обогащен железом и обеднен кальцием и магнием по сравнению с клинопироксеном из офиолитовых габброидов. Ортопироксен и пижонит в дайковых комплексах пока не описаны. Отсутствует в них и оливин, хотя он нередок в нормативном составе этих пород. В некоторых дайковых комплексах отмечалась роговая обманка позднемагматического происхождения, однако в большинстве случаев этот минерал свидетельствует о термальном метаморфизме низкой ступени и разрушается за счет первичного клинопироксена. Наиболее обычные аксессуарные минералы — магнетит и ильмено-магнетит. В целом по минеральному составу породы комплексов параллельных даек представляют собой типичные толеитовые базальты, за исключением тех случаев, когда среди них появляются продукты относительно далеко зашедшей дифференциации, близкие к плагиогранитам (кератофирам). Последние, как это уже отмечалось в предыдущем разделе, сложены преимущественно плагиоклазом и кварцем.

Очень характерны для дайковых комплексов ассоциации продуктов изменения, в которых обычно участвуют альбит, хлорит, актинолит, эпидот, сфен и карбонат. Кальциевый плагиоклаз даек, как правило, разрушен и замещен мутным или содержащим многочисленные включения альбитом, а клинопироксен уралитизирован и замещен волокнистым зеленым актинолитом. В ряде случаев в таких вторичных ассоциациях присутствуют пренит или пумпеллит. Более детально продукты изменения даек будут описаны в главе, посвященной метаморфизму.

5.4. Химизм. Опубликованы многочисленные химические анализы пород комплекса параллельных даек, однако ценность этих данных в ряде случаев весьма сомнительна в связи с тем, что многие анализированные породы были сильно изменены

после магматического становления. К сожалению, анализы, как правило, не сопровождаются хорошими петрографическими описаниями, которые позволили бы оценить степень вторичных изменений пород. Следует полагать, что весь этот аналитический материал недостаточно надежен для сопоставлений, поскольку, видимо, по крайней мере часть анализированных пород претерпела значительные изменения состава в результате метасоматоза. Вероятно, именно метасоматоз обусловил очень неправильные колебания нормативного минерального состава, тогда как первичный количественно-минеральный состав пород, очевидно, был представлен лишь клинопироксеном, плагиоклазом, окислами железа и титана (табл. 6). На диаграмме соотношений $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и SiO_2 расположение точек составов параллельных даек позволяет говорить о том, что эти породы в большинстве случаев можно отнести к толеитовым базальтам, исходя из разграничительной линии Мак-Доналда и Кацуры [245] (рис. 20). Немногие точки, располагающиеся на диаграмме выше этой линии, вероятно, отражают постмагматические метасоматические изменения состава, а не вариации состава первичной магмы, из которой кристаллизовались дайки. На диаграмме АФМ виден другой признак близости вариаций состава пород дайковых и толеитовых комплексов и, наоборот, отличия от вариаций состава в известково-щелочной серии (рис. 21). Точки, располагающиеся вне поля толеитов, соответствуют составам с повышенным содержанием натрия и калия, что позволяет говорить о проявлении постмагматических метасоматических процессов. Миясиро [274] утверждает, что диаграммы соотношений FeO^*/MgO (FeO^* — суммарное железо, выраженное в виде закиси) с SiO_2 , а также с TiO_2 и FeO^* дают возможность разграничивать толеитовые и известково-щелочные базальтовые породы (рис. 22). Положение точек состава анализированных пород дайковых комплексов на этих диаграммах позволяет сделать вывод, противоречащий выводам, сделанным на основании анализов, рис. 20 и 21. В соответствии с Миясиро диаграмма рис. 22 как будто должна свидетельствовать о принадлежности этих пород преимущественно к известково-щелочной, а не толеитовой серии. Эта неопределенность сохраняется и при рассмотрении анализов пород отдельных офиолитовых комплексов порознь. И в этом случае их не удастся отнести с определенностью к известково-щелочному или офиолитовому комплексам по способу Миясиро [274]. Такого рода сопоставления справедливы лишь в тех случаях, когда состав анализированных пород отражает лишь их магматическое становление, а не поздние метаморфические изменения. Отсутствуют какие-либо надежные критерии, которые позволили бы среди измененных пород выбирать такие,

Химический и нормативный минеральный составы типичных пород комплекса параллельных даек офиолитовых ассоциаций, вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50,07	53,40	49,10	58,31	49,50	51,90	58,20	45,40	48,60	51,40
Al ₂ O ₃	15,54	15,40	15,60	13,73	14,90	15,30	15,20	15,50	18,50	15,15
Fe ₂ O ₃	2,08	—	2,08	3,78	—	4,70	4,50	2,10	1,70	3,75
FeO	8,06	10,46	5,04	5,53	11,80	6,80	4,90	7,30	5,50	4,95
MgO	8,78	5,12	10,42	4,63	8,40	4,30	2,50	8,80	7,20	8,25
CaO	4,50	7,37	7,58	5,34	8,70	6,70	4,20	14,80	12,30	9,50
Na ₂ O	4,43	3,87	2,38	3,45	3,60	4,00	4,90	2,00	3,00	3,80
K ₂ O	0,35	0,60	1,65	0,59	0,17	0,30	0,40	0,10	0,10	0,45
H ₂ O	4,14	2,24	4,22	7,14	—	4,00	3,40	3,50	3,00	2,05
TiO ₂	0,48	0,95	0,30	1,30	1,07	1,40	1,30	0,90	0,70	0,80
P ₂ O ₅	0,09	—	0,04	0,11	—	—	—	—	—	—
MnO	0,20	0,12	0,18	0,25	0,20	0,10	0,10	0,10	—	—
CO ₂	0,26	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,05	99,53	98,59	99,16	98,34	99,50	99,60	100,50	100,60	100,10
MgO/MgO + FeO	0,47	0,33	0,60	0,34	0,42	0,28	0,22	0,49	0,51	0,49

Нормативные минералы

Q	—	—	—	12,9	—	0,7	9,8	—	—	—
	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Or	2,1	3,6	10,4	3,6	1,0	1,9	2,5	0,6	0,6	2,7
Ab	39,6	33,7	21,4	30,2	31,0	35,6	43,3	8,3	23,8	32,9
An	20,7	23,5	28,7	20,9	24,4	24,1	19,1	34,1	37,7	23,5
Ne	—	—	—	—	—	—	—	4,9	1,2	—
Di	—	11,8	8,9	4,8	16,1	9,2	2,3	34,1	20,4	20,2
Hu	15,3	25,5	12,7	24,8	1,8	25,7	20,5	—	—	1,9
O1	19,4	0,03	17,3	—	23,7	—	—	16,1	15,0	17,2
Il	1,0	1,9	0,6	2,6	2,1	2,8	2,6	1,8	1,4	1,5
Ar	0,2	—	0,1	0,3	—	—	—	—	—	—

Нормативный состав вычислен после пересчета Fe₂O₃ на FeO, вычитания из анализов H₂O и CO₂ и приведения суммы к 100%.
 1. Зеленокаменная порода, Кипр [26]. 2. Микродиорит, Кипр [26]. 3. Микрогаббро, Кипр [147]. 4. Кварцевый диабаз, Кипр [427].
 5. Измененный долерит, Кипр [286]. 6. Диабаз, Оман [155]. 7. Дайка спилитов, Оман [155]. 8. Роговообманковый диабаз, Оман [155].
 9. Габбро-порфирит, о. Масира [155]. 10. Долерит, Пиндос, Греция [334].

Компоненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	49,66	48,20	49,40	49,70	49,32	49,50	51,37	48,80	49,80	50,05
Al ₂ O ₃	14,63	15,40	14,60	14,10	16,95	16,30	15,28	13,85	16,10	13,35
Fe ₂ O ₃	—	8,23	0,80	2,80	2,40	3,50	1,66	5,12	1,90	3,45
FeO	11,10	—	7,90	7,20	5,25	5,65	7,55	8,08	6,70	8,65
MgO	6,36	8,89	8,50	7,40	9,15	8,10	9,68	7,47	7,10	8,45
CaO	9,01	6,81	9,70	8,60	10,90	7,10	4,91	5,89	8,95	7,40
Na ₂ O	3,92	4,73	2,90	3,40	1,55	3,70	3,32	3,37	4,00	3,55
K ₂ O	0,24	0,09	0,10	0,10	0,65	0,25	1,67	0,63	0,15	0,10
H ₂ O	2,98	5,40	2,90	1,30	0,70	0,70	3,44	3,99	3,05	3,98
TiO ₂	1,25	1,13	0,80	1,00	0,85	0,75	0,32	1,79	1,05	1,20
P ₂ O ₅	—	—	0,10	0,10	0,02	0,12	0,04	0,20	0,30	0,25
MnO	0,19	0,15	0,02	0,02	0,18	0,08	0,24	0,33	0,15	0,25
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,34	99,03	97,72	95,72	97,92	95,75	99,48	99,52	99,25	99,25
MgO/MgO + FeO	0,51	0,55	0,50	0,43	0,55	0,48	0,52	0,37	0,46	0,42

Нормативные материалы

Q	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Or	1,5	0,6	0,6	0,6	3,9	1,6	10,3	3,9	0,9	0,6
Ab	34,4	38,0	25,9	30,6	13,5	33,1	29,3	30,0	35,2	31,2
An	22,4	22,1	28,0	24,3	38,5	28,6	22,8	21,9	26,6	21,0
Ne	—	2,8	—	—	—	—	—	—	—	—
Di	19,9	11,6	18,1	16,7	13,8	6,3	1,9	6,2	14,5	19,8
Hu	0,5	—	16,6	17,0	24,9	13,6	17,5	20,8	3,8	18,1
O1	18,7	22,6	8,9	8,5	3,4	15,0	17,5	13,1	16,2	13,4
Il	2,5	2,3	1,6	2,0	1,7	1,5	0,6	3,6	2,1	2,4
Ap	—	—	0,3	0,3	0,05	0,3	0,1	0,5	0,7	0,6

11. Долерит, Тавр, Турция [334]. 12. Долерит, Мамония, Кипр [334]. 13. Диабаз Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд [423]. 14. Диабазовая брекчия, Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд [423]. 15. Долерит, Гизил-Даг, Хагай, Турция [126]. 16. Долерит, Гизил-Даг, Хагай [126]. 17. Диабаз, Ергени, Турция [20]. 18. Диабаз, Ергени, Турция [20]. 19. Диабаз, Фетийе, Турция [220]. 20. Диабаз, Фетийе, Турция [220].

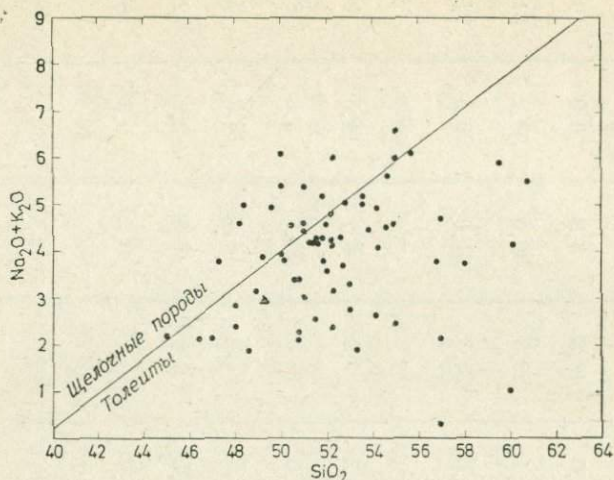


Рис. 20. Отношение $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ и (SiO_2) в диабазах дайкового комплекса офиолитов.

MAR — средний состав базальтов Срединно-Атлантического хребта. Все точки составов даны по весовым процентам анализов, пересчитанных после вычитания суммарной воды на 100%.

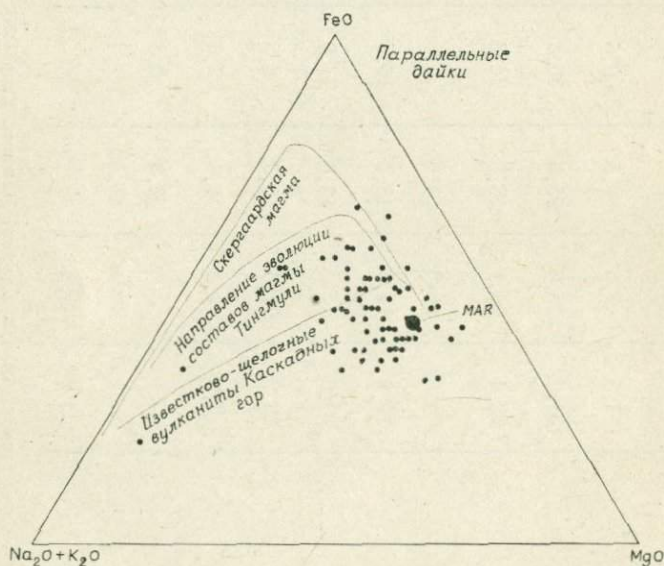


Рис. 21. Диаграмма AFM пород комплекса параллельных даек офиолитов.

MAR — средний состав базальтов Срединно-Атлантического хребта. Все железо пересчитано на FeO^* и нормализовано относительно вес. % MgO и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$.

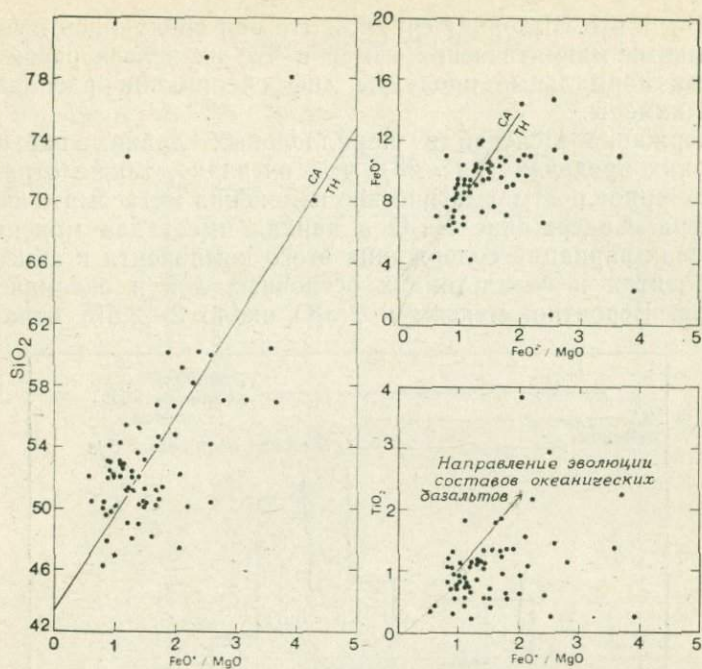


Рис. 22. Составы пород дайковых комплексов (в вес. %), выраженные через вариации содержаний SiO_2 , FeO^* (все железо в виде FeO) и TiO_2 с увеличением отношения FeO^*/MgO .

СА — известково-щелочные составы; ТН — толеитовые составы [274].

валовой и химический составы которых соответствовали бы первичному магматическому составу. Дальнейшее использование вариационных диаграмм для оценки магматической природы измененных и метаморфизованных пород офиолитовых ассоциаций может лишь привести к неразрешимым противоречиям, как это видно при сопоставлении рис. 21 и 22. Несомненная особенность химизма параллельных даек — обогащение кремнеземом, обусловленное повышенным содержанием как плагиоклаза, так и кварца. Лейкократовые дайки, присутствующие в этих комплексах, отражают внедрение плагиогранитных дифференциатов. На диаграмме АФМ обнаруживаются непрерывные переходы от базальтов до кератофилов (плагиогранитов) дайковых серий (рис. 21). В параллельных дайках мафические и лейкократовые их тела находятся в секущих взаимоотношениях и обладают закаленными оторочками. Это свидетельствует о различных магматических источниках мафических и лейкократовых даек. Судя по закаленным контактам, базальтовые и кератофировые дайки многократно чередовались друг

с другом, и это позволяет считать, что они внедрялись из самостоятельных магматических камер и что их нельзя рассматривать как нормальные продукты дифференциации расплава из единой камеры.

Содержание щелочей в параллельных дайках варьирует в широких пределах (рис. 23), что, очевидно, также отражает неравномерное постмагматические изменения метасоматического характера. Содержание Na_2O в дайках имеет два максимума в пределах вариаций содержания этого компонента в абиссальных толеитах и базальтоидах островных дуг и океанических островов. Вероятно, максимум Na_2O около 2—2,5% отражает

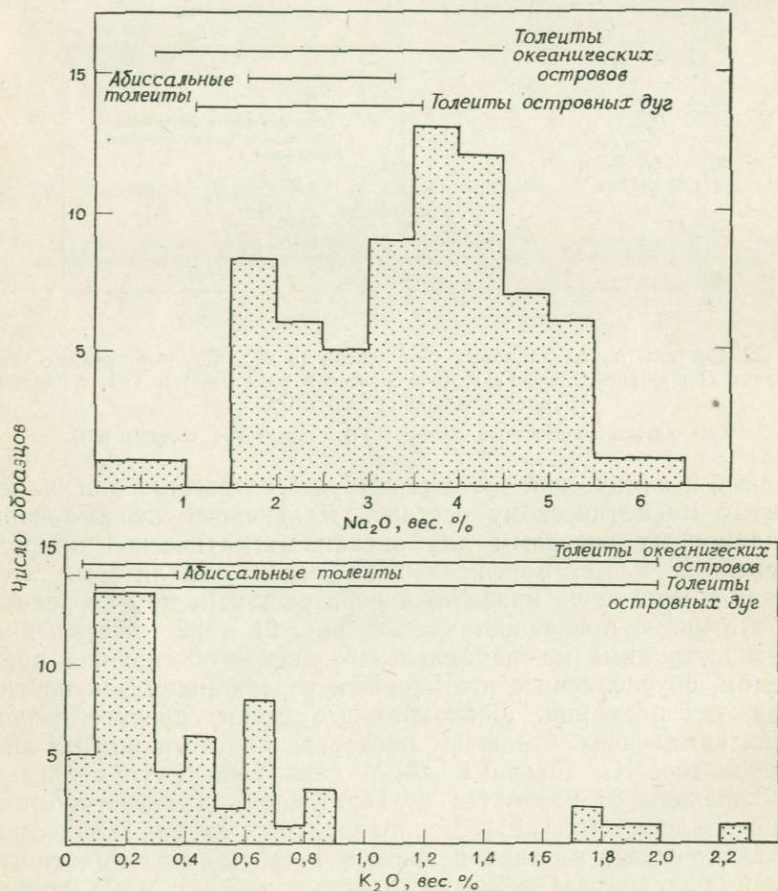


Рис. 23. Частота распределения Na_2O и K_2O (вес. %) в породах дайковых комплексов в сравнении с абиссальными толеитами, толеитами островных дуг и океанических островов [274].

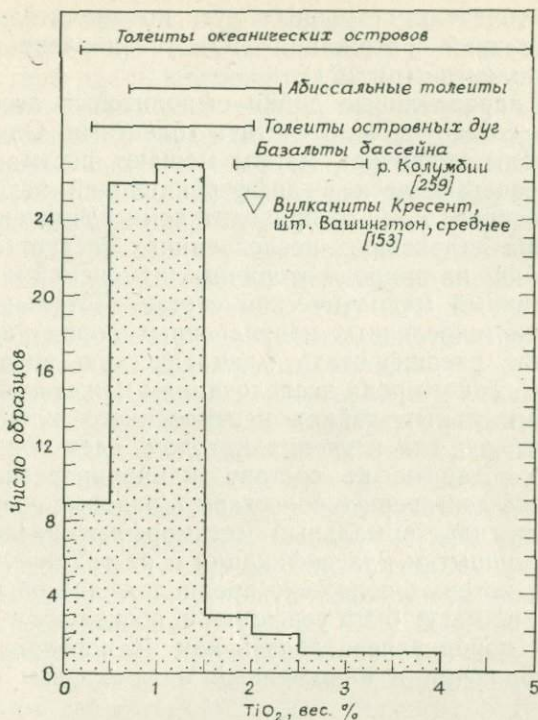


Рис. 24. Частота распределения TiO_2 (вес. %) в породах дайковых комплексов, в абиссальных толейтах, а также толейтах островных дуг и океанических островов [274].

первичное магматическое содержание этого компонента, тогда как другой максимум в интервале от 3 до 5% фиксирует постмагматический метасоматоз. Максимум содержания K_2O в интервале 0,1—0,3% очень близок к типичному содержанию этого компонента в абиссальных толейтах, тогда как отдельные случаи содержания K_2O порядка 2%, несомненно, также отражают метасоматический привнос. Последнее предположение кажется особенно вероятным, поскольку в излившихся породах офиолитовых ассоциаций вообще отсутствуют столь высокие содержания калия.

Содержание TiO_2 в проанализированных породах параллельных даек колеблется в гораздо меньших пределах по сравнению с содержанием других компонентов и, следовательно, отражает первичную величину содержания этого компонента в магматической породе [310] (рис. 24). Среднее содержание TiO_2 в породах комплекса параллельных даек составляет 0,5—1,5% и очень близко к содержанию этого компонента в абиссальных

толеитах и толеитах островных дуг, но значительно меньше предела колебаний содержания TiO_2 , установленного у континентальных толеитов (рис. 24).

В целом параллельные дайки офиолитовых ассоциаций по химическому составу можно считать толеитами. Однако точной оценке природы первичной магмы мешают постагматические изменения, сочетающиеся с дифференциацией исходной жидкости до инъекции. Все это приводит к многочисленным противоречиям. При дальнейших исследованиях следует сконцентрировать внимание на природе вторичных изменений и на их влиянии на первичный магматический состав. Детальное изучение хотя бы немногочисленных неизменных пород параллельных даек позволит расшифровать магматическую эволюцию этой группы пород. Такого рода исследованиям может помочь присутствие в параллельных дайках неизменного клинопироксена, который пригоден для изучения методом электронного микронзондирования. Данные по составу клинопироксена позволят в свою очередь достовернее сопоставить валовые составы пород, претерпевших гидротермальный метаморфизм низкой ступени. Современные попытки классификации и разграничения офиолитов, в основу которых положено предположение об их однородной природе, не могут быть успешными, поскольку в химическом составе этих пород запечатлелась как их первичная магматическая природа, так и наложенный метаморфизм низкой ступени.

6. Эффузивы

6.1. Введение. Подводные подушечные лавы чаще всего слагают самую верхнюю часть офиолитовых разрезов и несут очевидные признаки формирования под водой. В настоящее время хорошо известно, что дно океанов покрыто подушечными лавами, которые приобрели свою характерную текстуру вследствие быстрого остывания жидкой лавы под водой [282]. Непосредственные наблюдения над современными активными срединно-океаническими хребтами показывают, что подушечные лавы слагают самые верхние части разреза новообразованной океанической коры. Такая аналогия позволяет считать, что подушечные лавы в разрезах офиолитов, возможно, также формировались в условиях раздвигающегося хребта в некоторой древней океанической области. Осадочные образования, переслаивающиеся с подушечными лавами или непосредственно перекрывающие их, почти неизменно являются пелагическими, что представляет дополнительное свидетельство подводного излияния подушечных лав [333, 36, 332]. В ряде случаев верхние части офиолитовых разрезов сложены кератофировыми лавами, лишенными подушечной текстуры; при этом прямые доказатель-

ства формирования этих более кислых лав в подводных условиях отсутствуют. В многочисленных обнажениях древних подушечных лав вдоль континентальных окраин или в орогенических поясах обнажаются только подушечные лавы; основание разреза остается скрытым. В этих случаях происхождение эффузивов оказывается весьма дискуссионным; остается неясным, отвечают ли они океанической коре (офиолитам), вулканитам эвгеосинклиналей или вулканитам островных дуг [359, 375, 153, 244, 61]. До сих пор отсутствует надежный петрохимический или структурный метод, позволяющий установить принадлежность подушечных лав к тому или иному типу вулканизма, если в обнажениях нельзя наблюдать ассоциирующиеся с ними осадочные или изверженные породы.

6.2. Структура. Детальное картирование подушечных лав офиолитовых ассоциаций везде выявляет их пластовую форму [427, 26, 155]. Установить отдельные покровы обычно не удается, за исключением случаев, когда переслаивания лав с пелагическими осадками отмечают перерывы в извержениях [332]. Суммарная мощность подушечных лав офиолитов варьирует в широких пределах — от 0,3 до 6 км, составляя в среднем 1 км; исключением являются офиолиты Папуа, где мощность подушечных лав изменяется от 4 до 6 км [285]. В комплексе Троодос, Кипр, установлены две петрохимически отличные толщи подушечных лав, отвечающие, как сейчас предполагают, различным вулканическим событиям [152, 309]. Разрезы подушечных лав включают также интрузивные тела в виде даек, силлов и иногда интрузивных масс неправильной формы. Агломераты, брекчии и туфогенные образования имеют незначительное распространение. Пустоты между отдельными подушками могут выполняться гиалокластитами и карбонатной и кремнистой массой; подушки (сфероиды) в разрезах офиолитов обычно плотно прилегают друг к другу и содержание мелкозернистой массы между ними незначительно. Мур [282] наблюдал образование подушечных лав при подводных извержениях и описал этот процесс следующим образом: «Подавляющее большинство активно разрастающихся потоков подушечных лав, исследованных водолазами, так же как глубоководные лавовые потоки с подушечной текстурой, изученные по фотографиям или путем наблюдений с подводных лодок, состоят из удлиненных взаимосвязанных лавовых пузырей эллиптического или кругового сечения. Эти тела соединены с более крупными лавовыми каналами, которые поддерживают давление лавы внутри растущих пузырей. Изолированные подушки (сфероиды) редки, они могут образоваться при выжимании отдельных порций лавы из канала и перекачивании их по крутому склону на расстояние порядка 1 м.»

Многие признаки, отмеченные Муром, наблюдаются в подушечных лавах офиолитов, что подтверждает предложенный этим автором механизм образования подушечных лав. В полных разрезах подушечных лав части разреза постепенно замещаются роем параллельных даек, количество которых книзу возрастает, пока лава полностью не вытесняется из междаюковых пространств. Вверх по разрезу переслаивающиеся с лавами пелагические и хемогенные (umbers)¹ отложения маркируют переход от вулканических излияний к осадочному режиму. Установление этих характерных признаков, присущих верхам и низам разреза, позволяет интерпретировать структурное положение изолированных блоков в тектонически нарушенных офиолитовых ассоциациях.

6.3. Минералогия и петрография. О природе офиолитовых подушечных лав собрана обширная информация, но в интерпретации этих результатов все еще остается много дискуссионного. В частности, многие подушечные лавы по своему минеральному составу отвечают спилитам, и их общий химический состав заставляет предположить, что либо имело место наложение метасоматических процессов, либо состав спилита соответствует специфической, обогащенной натрием и водой магме (подробно этот дискуссионный вопрос рассмотрен в работе Амштутца [7]). Несомненно, что наиболее древние подушечные лавы подверглись по крайней мере некоторым химическим преобразованиям после их первичной закалки и затвердевания на океаническом дне. В одном из последующих разделов будут описаны эти преобразования, однако, прежде чем обсуждать данный вопрос, необходимо описать первичные магматические признаки рассматриваемых пород.

Почти во всех подушках присутствуют оторочки закалки мощностью от 0,5 до 4 см. В краевых закаленных зонах преобладает стекловатый материал, который может содержать мелкокристаллические вариолитовые участки, микролиты и ряд других структур, указывающих на начальную кристаллизацию расплава. Наиболее обычными минералами оторочек закалки являются плагиоклаз и клинопироксен. Этот же стекловатый материал в виде гиалокластитовой массы обычно образует обрамление отдельных подушек. В древних подушечных лавах офиолитов стекловатый базис зон закалки довольно легко преобразуется в смесь смектита и хлорита [41] и поэтому в неизменном виде встречается редко. Почти во всех случаях во внутренних частях подушечных лав сохраняются магматические структуры. Наличие краевых зон закалки служит наглядным

¹ Umbers — смесь глинистых минералов и окислов железа и марганца.—
Прим. ред.

признаком недеформационной природы изменения пород. Внутренние участки подушек характеризуются субофитовой и интерсертальной структурами. Здесь преобладают плагиоклаз ($Ап_{40-65}$), иногда с зональной структурой, и субкальциевый авгит. В большинстве проявлений подушечных лав наиболее распространенным акцессорным минералом является ильменомagnetит. В подушечных лавах наблюдаются рассеянные вкрапленники оливина и редко гиперстена. В случаях, когда магма претерпела дифференциацию в сторону состава кератофира, плагиоклаз может составлять более 80% породы при весьма небольшом количестве железомagneзиальных минералов. В целом подушечные лавы проявляют минералогические особенности, типичные для толеитовых базальтов, и в то же время весьма сходны с расположенными ниже по разрезу диабазами из даек, представляющих собой питающие каналы этих лав. Широкое развитие вторичных изменений в подушечных лавах затрудняет детальное изучение первичных минералов. По существу, сведения о природе первичных минералов этих пород до сих пор отсутствуют. Изучение подушечных базальтов, поднятых с океанического дна при драгировании и бурении, позволит получить данные о составе минералов, слагающих эти породы, а возможность сопоставления океанических базальтов с базальтами офиолитов будет стимулировать дальнейшие исследования в этом направлении.

6.4. Химизм. Пожалуй, для подушечных лав мы располагаем наибольшим количеством петрохимических данных по сравнению с другими типами пород, слагающих офиолитовые ассоциации. Правда, петрологи были недостаточно осмотрительны при отборе анализируемого материала; часто опубликованные анализы не сопровождаются описанием первичных минералов пород и продуктов их изменения. Поэтому любая попытка сопоставления аналитических данных по подушечным лавам офиолитов с данными по неизменным вулканическим породам, сформированным в различных геологических обстановках, сопряжена со значительными трудностями. В этом отношении особенно наглядной является работа Миясиро [272], который попытался отнести офиолиты комплекса Троодос к ассоциации островных дуг, основываясь на диаграммах соотношения компонентов SiO_2 , TiO_2 и FeO^* (суммарное железо, пересчитанное на FeO) и величине отношения FeO^*/MgO . Работа Миясиро вызвала много споров, поскольку в ней петрохимические данные противопоставлены известным геологическим соображениям [199, 284, 151]. По мнению автора, манипуляции с петрохимическими данными, несомненно, важны для развития представлений о петрогенезисе, но они всегда должны проводиться с учетом особенностей эволюции геологической обстановки.

Химический и нормативный минеральный

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	51,71	47,80	52,80	50,90	45,04	54,70	49,50	54,60	55,00
Al ₂ O ₃	14,70	15,90	14,40	15,20	7,13	14,50	13,60	14,70	14,10
Fe ₂ O ₃	1,86	—	—	—	3,13	4,15	5,80	3,30	4,30
FeO	6,34	10,90	8,40	13,50	5,43	6,40	6,70	4,30	2,60
MgO	7,55	8,40	7,60	5,80	26,16	5,45	7,80	8,70	7,20
CaO	10,74	9,20	9,90	8,60	5,56	9,65	8,40	3,40	7,30
Na ₂ O	1,88	1,50	1,80	2,60	0,77	2,80	3,45	1,20	2,80
K ₂ O	0,25	0,50	0,19	0,16	0,06	0,09	0,11	2,00	0,40
H ₂ O	3,70	—	—	—	3,81	0,94	2,75	7,00	5,60
TiO ₂	0,48	0,86	0,52	1,32	0,36	0,70	1,24	0,30	0,30
P ₂ O ₅	0,06	—	—	—	0,12	0,08	0,11	0,03	0,03
MnO	0,15	0,10	0,11	0,16	0,14	0,10	0,12	0,08	0,07
CO ₂	—	—	—	—	0,07	0,03	0,06	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,42	95,16	95,72	98,24	98,10	99,59	99,64	99,61	99,70
MgO/MgO + FeO	0,49	0,44	0,48	0,30	0,76	0,35	0,40	0,55	0,53
Нормативные									
Q	4,2	—	6,6	0,5	—	6,1	—	15,0	8,6
C	—	—	—	—	—	—	—	4,8	—
Or	1,5	3,1	1,2	1,0	0,4	0,5	0,7	12,8	2,5
Ab	16,7	13,3	15,9	22,4	6,9	24,1	30,3	11,0	25,3
An	32,4	37,0	32,0	29,9	16,8	27,2	22,1	18,1	26,4
Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Di	18,8	9,1	15,8	11,4	8,9	17,4	16,5	—	9,8
Hu	25,3	31,8	27,4	32,3	27,1	23,1	12,6	37,6	26,6
Ol	—	4,0	—	—	38,2	—	14,9	—	—
Il	1,0	1,7	1,0	2,6	0,73	1,4	2,4	0,6	0,6
Ap	0,15	—	—	—	0,3	0,2	0,3	0,1	0,1

Нормативный состав вычислен после пересчета Fe₂O₃ на FeO, вычитания из анализов

1. Богатая авигитом дайка из нижних подушечных лав, Кипр [26]. 2. Измененный базальт из нижних подушечных лав, Кипр [286]. 4. Измененный край базальтовой подушки из базальта, Восточное Папуа [109]. 7. Базальт, Восточное Папуа [109]. 8. Спилитовые питающие офиолиты Семаил, Оман [155]. 10. Спилитовый поток в толще подушечных лав, офиолиты Калифорния [19]. 13. Спилит, Элдер-Крик, Калифорния [19]. 14. Кварцевый кератофир, Бредфорд-Маунтин, Калифорния [19]. 15. Кварцевый кератофир, Дель-Пуэрто, Калифорния [19]. 16. Базальт, среднее из пяти анализов, Тавр, Турция [334]. 17. Базальт, комплекс Мамония, Пойнт-Сол, Калифорния [187]. 20. Подушечная лава, Ергени, Турция [22].

Таблица 7

составы эффузивных пород офиолитов, вес. %

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	59,00	50,70	52,00	52,10	65,40	68,04	47,98	47,31	50,80	52,65	53,15
	14,40	14,80	13,50	14,80	14,30	12,09	13,60	13,38	15,54	15,45	16,11
	5,00	3,90	1,70	1,50	2,90	3,81	—	10,02	4,28	5,92	3,10
	3,50	7,50	6,80	6,30	3,60	3,21	10,25	—	5,89	3,98	7,90
	2,40	5,30	9,80	7,00	1,20	1,97	6,50	7,87	7,06	4,96	4,46
	3,70	6,40	7,30	6,10	3,30	3,41	9,14	9,93	3,94	5,66	3,70
	5,90	4,70	3,70	4,40	5,40	5,04	2,86	2,46	4,99	5,10	3,85
	—	0,10	0,54	0,80	0,52	—	1,73	0,79	0,98	0,78	2,24
	3,90	2,20	3,20	3,90	2,10	1,89	4,40	6,46	3,38	2,53	3,49
	1,30	1,80	0,50	0,72	0,65	0,46	2,63	1,35	0,57	0,64	1,17
	0,33	1,01	—	0,08	0,12	0,05	—	—	0,08	0,09	0,30
	0,16	0,17	0,14	0,13	0,07	0,10	—	—	0,41	0,13	0,21
	—	0,27	0,02	2,70	—	—	—	—	0,70	0,69	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	99,59	97,85	99,20	100,53	99,56	100,07	99,09	99,57	98,62	98,58	99,68
	0,23	0,32	0,54	0,48	0,16	0,23	0,39	0,47	0,42	0,35	0,29
минералы											
	9,4	—	—	1,6	19,8	25,2	—	—	—	—	0,2
	—	—	—	2,1	—	—	—	—	1,0	—	1,4
	—	0,6	3,3	4,9	3,2	—	10,8	5,1	6,1	4,8	13,8
	52,4	41,7	32,7	38,6	47,0	43,6	25,2	26,6	44,5	45,2	34,0
	13,5	20,0	19,4	13,1	13,6	10,6	20,2	25,1	15,4	17,8	17,1
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	3,0	9,6	14,8	—	2,1	5,4	22,8	23,2	—	5,4	—
	18,2	13,2	15,5	31,6	12,8	14,1	—	9,7	9,7	13,3	30,5
	—	10,5	13,2	—	—	—	15,5	11,5	20,3	10,4	—
	2,6	3,6	1,0	1,5	1,3	0,9	5,3	2,7	1,1	1,3	2,3
	0,8	0,03	—	0,2	0,3	0,1	—	—	0,2	0,2	0,7

H₂O и CO₂ и приведения суммы к 100%.

1. Богатая авигитом дайка из нижних подушечных лав, Кипр [26]. 2. Измененный базальт из нижних подушечных лав, Кипр [286]. 4. Измененный край базальтовой подушки из базальта, Восточное Папуа [109]. 7. Базальт, Восточное Папуа [109]. 8. Спилитовые питающие офиолиты Семаил, Оман [155]. 10. Спилитовый поток в толще подушечных лав, офиолиты Калифорния [19]. 13. Спилит, Элдер-Крик, Калифорния [19]. 14. Кварцевый кератофир, Бредфорд-Маунтин, Калифорния [19]. 15. Кварцевый кератофир, Дель-Пуэрто, Калифорния [19]. 16. Базальт, среднее из пяти анализов, Тавр, Турция [334]. 17. Базальт, комплекс Мамония, Пойнт-Сол, Калифорния [187]. 20. Подушечная лава, Ергени, Турция [22].

В настоящем разделе будет рассмотрен ряд диаграмм; при этом следует помнить, что мы располагаем довольно скудными сведениями об анализированных породах и не имеем оснований принимать их все за неизменные разности.

Большинство анализированных подушечных лав офиолитовых ассоциаций представлено толеитами и характеризуется обычным присутствием нормативных как гиперстена, так и кварца (табл. 7). В некоторых случаях далеко зашедшая дифференциация привела к образованию богатых кварцем кератофириров, состоящих преимущественно из кварца и плагиоклаза. Аналогичное направление дифференциации устанавливается также в комплексе параллельных даек и в верхних горизонтах разрезов габброидов. Следует подчеркнуть, что в офиолитах установлено определенное разнообразие типов вулканических пород и что в каждом комплексе может проявиться собственное, присущее только ему направление эволюции. Например, подушечные лавы нижнего горизонта в комплексе Троодос обогащены кремнеземом и, согласно Миясиро [274, 272], относятся к известково-щелочному ряду или же, возможно, существенно преобразованы более поздним гидротермальным метаморфизмом [152]. В противоположность этому верхние подушечные лавы офиолитов Троодос представлены недосыщенными SiO_2 оливинсодержащими базальтами в ассоциации с пикритами. Месориан и др. [266] отмечают наличие недосыщенных, содержащих нормативный нефелин подушечных лав в некоторых офиолитах Восточного Средиземноморья.

Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$, основанная на большом количестве анализов, демонстрирует преимущественно толеитовую природу большинства лав офиолитов и меньшую распространенность недосыщенных базальтов (рис. 25). С помощью этой же диаграммы может быть показано, что спилитизация толеитовых базальтов способна существенно изменить первоначальный состав таким образом, что измененная порода приобретает петрохимические признаки щелочного базальта [408]. Нанесение имеющихся анализов базальтов на диаграммы Миясиро (рис. 26) предоставляет другую возможность суждения о природе и направлениях эволюции составов родоначальных магм. Для толеитового ряда характерно накопление железа на ранних стадиях, по-видимому вследствие кристаллизации и фракционирования оливина и пироксенов с низким отношением FeO^*/MgO . Диаграмма в координатах $(\text{FeO}^*/\text{MgO}) - \text{FeO}^*$ указывает на сродство большинства подушечных лав и толеитов.

Тем не менее представляется, что фигуративные точки анализов на диаграмме Миясиро $\text{SiO}_2 - (\text{FeO}^*/\text{MgO})$ располагаются как в толеитовой, так и в известково-щелочной области,

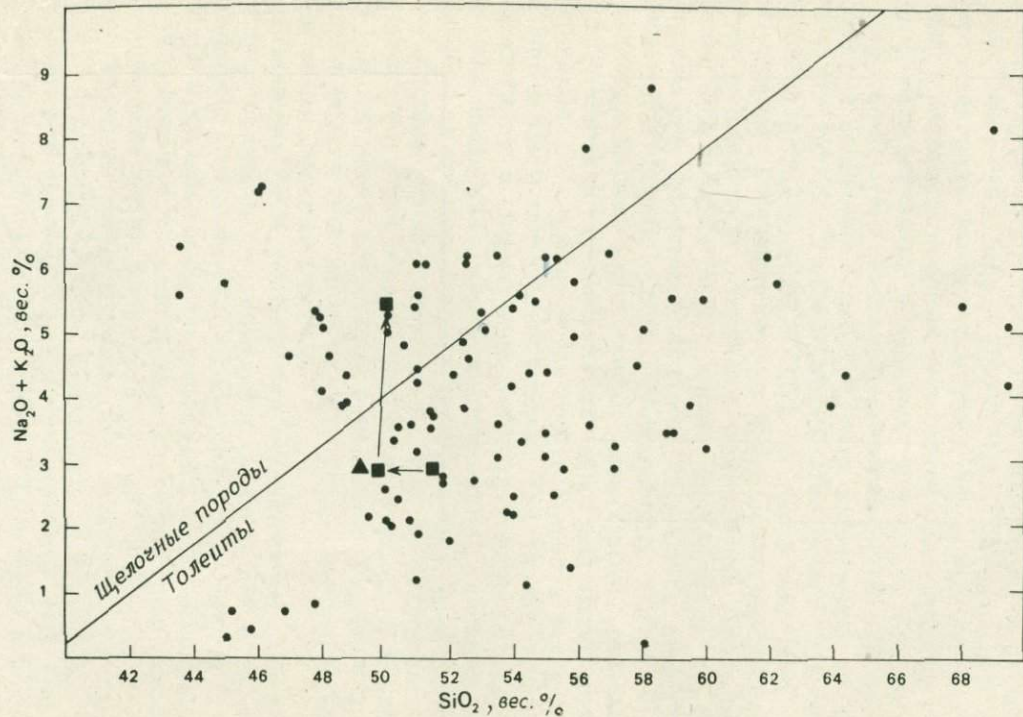


Рис. 25. Отношение $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ в подушечных лавах офиолитов.

MAR — средний состав базальтов Срединно-Атлантического хребта. Все точки составов даны по весовым процентам анализов, пересчитанных после вычитания суммарной воды на 100. Квадраты, соединенные стрелками, показывают направление изменения состава базальтов, связанного со спилитизацией [408].

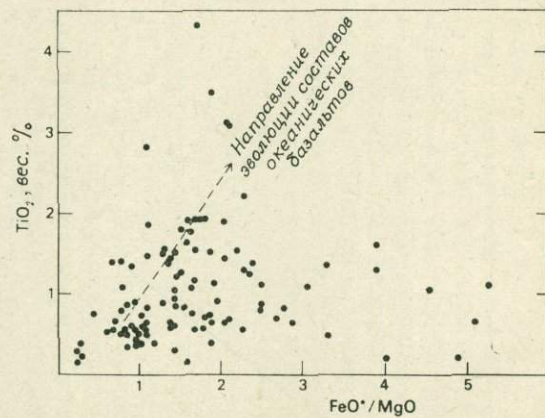
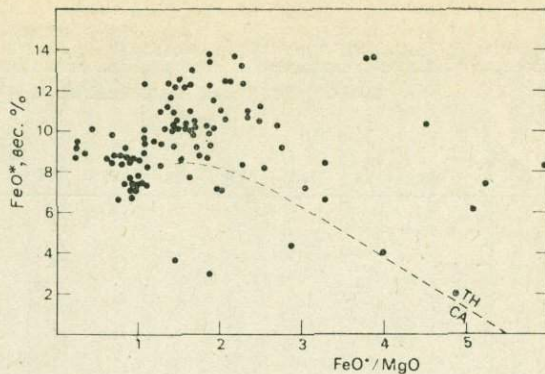
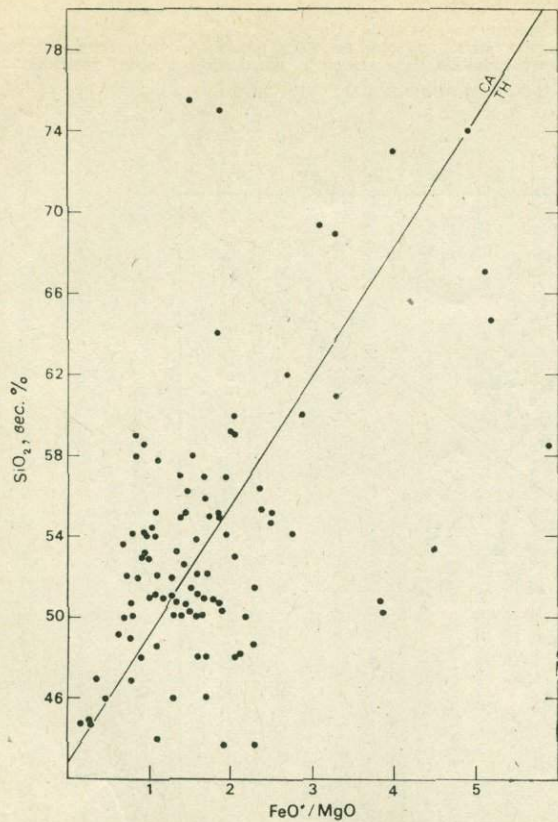


Рис. 26. Составы подушечных лав (вес. %), выраженные через изменение содержаний SiO₂, FeO* (все железо в виде FeO) и TiO₂ с увеличением отношения FeO*/MgO.

CA — известково-щелочные составы, TH — толеитовые составы.

причем наиболее дифференцированные породы также занимают оба поля. Эти более дифференцированные породы, однако, являются кератофирами, сложенными богатым натрием плагиоклазом и кварцем, и существенно отличаются от дацитов и андезитов островных дуг [93]. Из-за ряда недостатков рассматриваемая диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{FeO}^*/\text{MgO})$ не позволяет провести четкого различия между толеитами островных дуг и абиссальными толеитами. Во-первых, отсутствуют достаточные и хорошо определяемые различия в валовых химических составах толеитов островных дуг и абиссальных толеитов [216, 137]. Во-вторых, подводные изменения базальтов после их излияния столь интенсивны, что привнос и вынос кремнезема может резко изменить соотношение $\text{SiO}_2 - (\text{FeO}^*/\text{MgO})$ на диаграмме [408].

Поскольку TiO_2 в отличие от других соединений слабо изменяется в результате вторичных наложенных процессов, диаграмма $\text{TiO}_2 - (\text{FeO}^*/\text{MgO})$ может предоставить лучшие возможности для сопоставлений (рис. 27). Слабо дифференцированные подушечные лавы, обогащенные TiO_2 в процессе фракционирования, соответствуют толеитовым сериям. В более дифференцированных лавах наблюдается небольшое уменьшение содержания TiO_2 , и они могут соответствовать как известково-щелочным, так и толеитовым сериям. Для многих гранофировых составляющих в дифференцированных толеитовых сериях характерно обеднение TiO_2 вследствие кристаллизации ильменомagnetита на средних стадиях дифференциации. Диаграмма частоты распределения содержания TiO_2 в подушечных лавах указывает на очень ограниченный интервал содержаний (0,5—2,0%) и отражает тенденцию меньшего накопления железа и титана в подушечных лавах офиолитов по сравнению с другими толеитовыми сериями (рис. 7).

Диаграмма AFM, построенная на данных этих же анализов, выявляет полностью толеитовый ряд, но с менее выраженной тенденцией к накоплению железа (рис. 28). Наряду с этим по крайней мере некоторые анализы могут быть интерпретированы как указывающие на известково-щелочную серию относительно распределения обоих параметров — FeO^* и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Некоторые признаки известково-щелочного ряда могут быть, очевидно, обусловлены гидротермальным изменением, сопровождающимся привнесом Na_2O и выносом FeO^* [41]. Диаграммы частоты распределения содержаний K_2O и Na_2O в подушечных лавах офиолитов указывают на гораздо большие вариации по сравнению с TiO_2 (рис. 29). Наиболее важным фактором изменения содержаний щелочных элементов в подушечных лавах должен быть гидротермальный метасоматоз, проявляющийся параллельно с другими подводными изменениями этих пород. Валлансе [408] обнаружил, что при изменении толеитовых

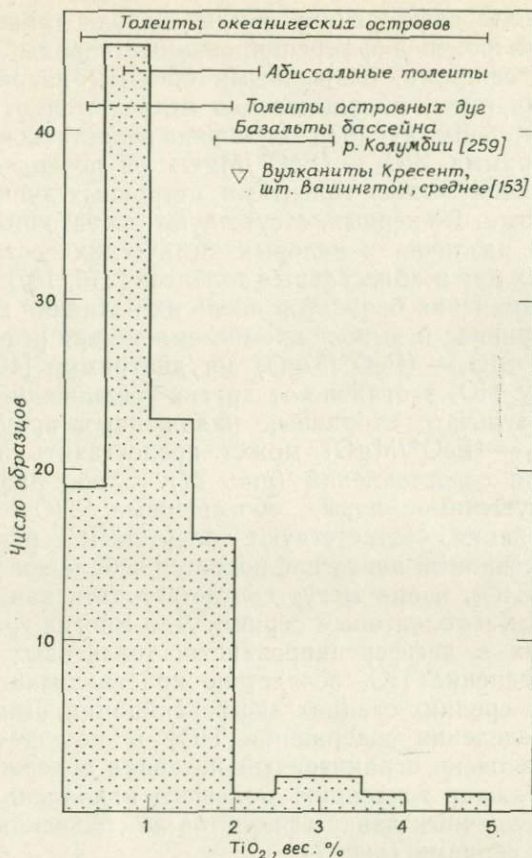


Рис. 27. Частота распределения TiO_2 (вес. %) в подущечных лавах офиолитов в сравнении с толейтами океанических островов, абиссальными толейтами и толейтами островных дуг [274].

базальтов в результате прогрессивного метаморфизма на одних стадиях происходит обеднение щелочами, а на других — обогащение этими компонентами.

Миясиро [274] попытался выделить три типа офиолитовых ассоциаций в зависимости от особенностей присутствующих в них вулканических серий и использовал в качестве основы для классификации вариации SiO_2 , FeO^* и TiO_2 относительно FeO^*/MgO . В I класс можно объединить офиолитовые ассоциации, в которых представлены как известково-щелочная, так и толейтовая серии. II класс характеризуется присутствием только толейтовых серий. III класс представлен толейтовой и

щелочной серией. Преимущество этой классификации состоит в том, что она пытается установить наличие серий изверженных пород в вулканических свитах офиолитовых ассоциаций и не основывается на концептуальной модели формирования всех офиолитов в древних срединно-океанических хребтах. Недостатки же ее заключаются в том, что она оперирует типом пород, который наименее распространен и наиболее изменен в большинстве офиолитовых ассоциаций, и не рассматривает эти породы в качестве интегральной составляющей общей офиолитовой ассоциации в целом. Кроме того, любая классификация офиолитов, основанная только на петрохимических параметрах вулканических толщ и не учитывающая основных структурных и стратиграфических соотношений всей ассоциации в целом, вносит дополнительную путаницу в данную проблему, до сих пор нуждающуюся в фундаментальных данных, которые могли бы служить основой классификации [284, 151]. В настоя-

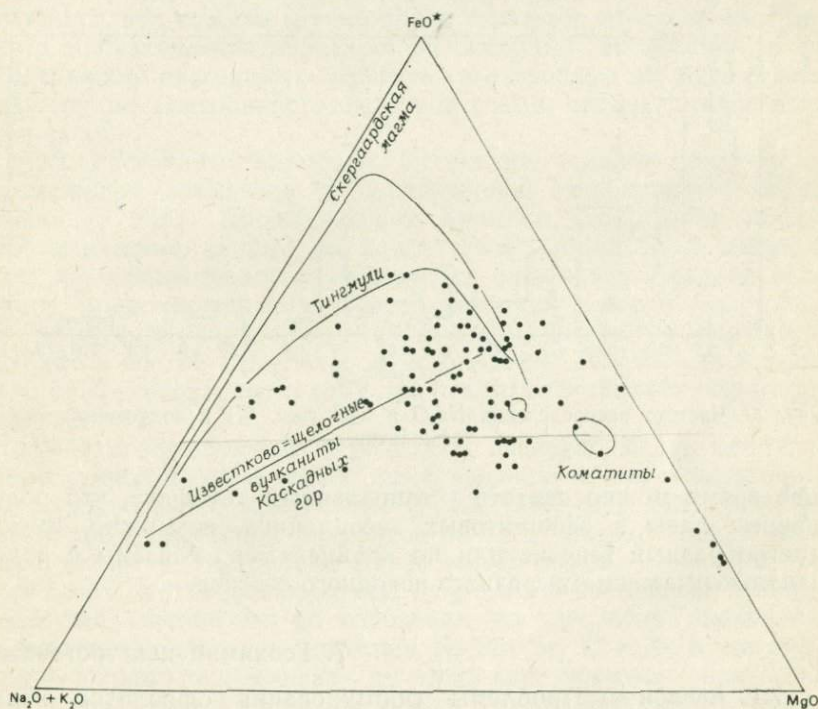


Рис. 28. Диаграмма АФМ подушечных лав офиолитов.

MAR — средний состав базальтов Срединно-Атлантического хребта. Для сравнения показаны архейские коматиты. Все железо пересчитано на FeO* и нормализовано относительно вес. % MgO и Na₂O+K₂O.

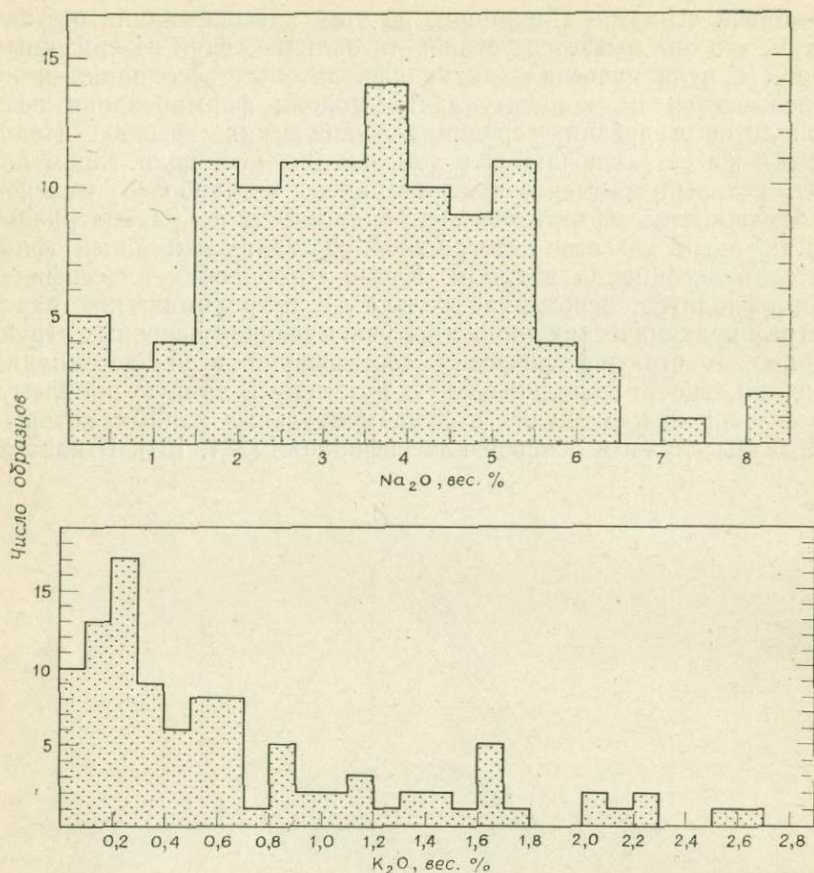


Рис. 29. Частота распределения Na₂O и K₂O (вес. %) в подушечных лавах офиолитов.

щее время можно считать установленным тот факт, что подушечные лавы в офиолитовых ассоциациях, возможно, имеют многообразный генезис или по крайней мере связаны с родоначальными магмами разного исходного состава.

7. Геохимия и петрогенезис

7.1. Введение. Проблемы формирования офиолитов излагаются здесь в свете представлений о их магматической эволюции, и, хотя в предыдущих разделах было показано, что офиолиты проявляются в виде тесно связанных ассоциаций пород, происхождение их многообразно. Данные о несовместимых эле-

ментах (Ba, K, Rb, Sr, Zr, U, Th, редкоземельные элементы) и изотопах представляют собой дополнительное средство расшифровки эволюции комплексов изверженных пород. Сведения о содержании некоторых элементов и изотопные отношения, обнаруженные в офиолитах, наряду с ограничениями, которые выдвигает экспериментальная петрология, могут быть использованы для идентификации магматических процессов или для исключения моделей, основанных на других параметрах. Мы располагаем скудной информацией о рассеянных элементах, изотопных отношениях и петрогенезисе офиолитов. Материал, изложенный в данном разделе, следует использовать с осторожностью, так как результаты новых исследований могут серьезно повлиять на выводы, основанные на таких малочисленных данных. Как и прежде, офиолитовая ассоциация будет разделена на следующие основные группы: метаморфизованные перидотиты, основные и ультраосновные кумуляты, плагиограниты, комплекс параллельных даек и подушечных лав. Предполагается, что каждая группа пород отражает определенный процесс магматической эволюции офиолитовой ассоциации и что содержания рассеянных элементов и изотопные отношения каждой группы контролировались процессами, поддающимися идентификации.

7.2. Рассеянные элементы. Установить средние содержания рассеянных элементов в офиолитовой ассоциации — задача очень трудная. До настоящего времени отсутствуют полные аналитические данные по рассеянным элементам и изотопам для какого-либо одного проявления офиолитов. Средние величины, представленные в табл. 8, отвечают данным, собранным из разных источников, а также породам, которые, возможно, не входят в состав офиолитовой ассоциации. Тем не менее выявляется согласованность этих данных, что составляет основу для обсуждения.

Метаморфизованные перидотиты, очевидно, бедны всеми несовместимыми элементами по сравнению с перекрывающими их кумулятами и эффузивами. Гоулс [158] составил сводку содержаний рассеянных элементов во всех ультраосновных породах, включая ультрабазиты офиолитов (табл. 8), из которой ясно, что метаморфизованные перидотиты обеднены несовместимыми элементами по сравнению со средними значениями Гоулса. Например, содержания K, Rb, Sr, U и Zr в метаморфизованных перидотитах на один-два порядка ниже, чем в средней ультраосновной породе. Очевидно также, что содержания K, Th и U в метаморфизованных перидотитах в целом настолько низки, что (судя по расчетам выделенного этими элементами тепла) рассматриваемые породы не могли являться существенной составляющей мантии ни под океанами, ни под

континентами [39, 372]. Данные по U и Th для кумулятов и эффузивов офиолитов отсутствуют, но содержание возрастает от 23 г/т в метаморфизованных перидотитах до 3350 и 4200 г/т в плагиогранитах и эффузивах. Такие низкие содержания K соответствуют среднему для абиссальных базальтов Срединно-Атлантического хребта (2158 г/т), но ниже, чем среднее для всех толеитовых базальтов (5810 г/т) (табл. 8).

Таблица 8

Средние содержания рассеянных элементов (в г/т) в перидотитах, габбро, дайках, лавах и плагиогранитах офиолитов

Метаморфизованные перидотиты	Ультра-основные породы	Габбро	Дайки и подушечные лавы	Плагиограниты	MAR	Толенты [320, 251]
K 23	200	797	4200	3350	2158	5810
Rb 0,058	1	1	5	2	—	30
Sr 0,38	20	116	219	126	123	400
Ba 2	0,4	2	20	10	12	244
U 0,008	0,02	—	—	—	—	—
Th 0,01	0,06	—	—	—	—	—
Zr 5	30—45	15	51	70	100	100
Co 114	110	86	63	7	41	40
Cu 14	30	35	45	1	87	127
Ni 2280	1500	640	215	10	123	85
Ti 48	300	1355	5102	3750	8300	9600
V 25	40	226	543	30	289	251
Pb 0,02	0,05	—	—	—	—	—
Cr 5000	2400	623	199	10	296	162

MAR — средний состав базальтов Срединно-Атлантического хребта.

Метаморфизованные перидотиты сильно обогащены Ni, Co и Cr, в кумулятивных породах и эффузивах содержание этих элементов уменьшается на несколько порядков, а в плагиогранитах они отсутствуют (табл. 8; рис. 30). В основании разреза кумулятивных образований содержание хрома может достигать величин, характерных для подстилающих метаморфизованных перидотитов, поскольку здесь обычно концентрируется кумулятивный хромит. Содержания Ni и Co прямо зависят от модальных количеств оливина и пироксенов в породах. Содержания V и Ti в метаморфизованных перидотитах понижены по сравнению

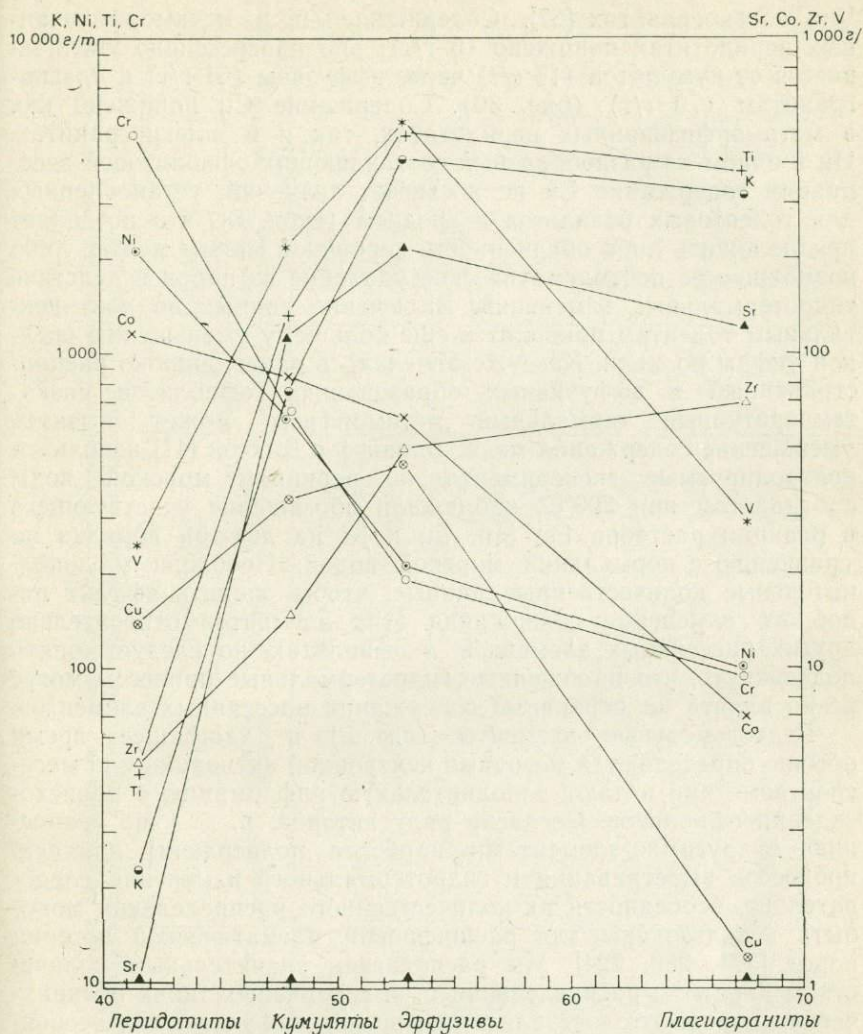


Рис. 30. Отношение SiO_2 и среднего содержания рассеянных элементов в метаморфизованных перидотитах, кумулятивных и эффузивных породах и плаггиогранитах офиолитов (шкала полулогарифмическая).

с кумулятивными образованиями и эффузивами, в которых распределение V и Ti соответствует рядам, установленным в дифференцированных толеитовых магмах (табл. 8; рис. 30). Это вызвано концентрацией V и Ti в титаномагнетите, кристаллизующемся в базальтах и диабазах, и уменьшением содержания

V в плагиогранитах [67]. Содержание Zn в метаморфизованных перидотитах понижено (5 г/т); оно прогрессивно увеличивается от кумулятов (15 г/т) через эффузивы (51 г/т) к плагиогранитам (70 г/т) (рис. 30). Содержание Cu понижено как в метаморфизованных перидотитах, так и в плагиогранитах. Ни в одном из разнообразных составляющих офиолитовой ассоциации содержание Cu не достигает значений, установленных для толеитовых базальтов в среднем (табл. 8), что позволяет предположить либо обедненность первичной магмы медью, либо возможное ее постмагматическое удаление из пород вследствие гидротермальных изменений. Включение данных по континентальным толеитам приводит к еще большему уменьшению средней цифры по меди. Как уже отмечалось ранее, широко распространенный в эффузивных образованиях офиолитов низкотемпературный термальный метаморфизм может вызвать уменьшение содержания меди. Бишофф и Диксон [41], используя контролируемые эксперименты по реакциям морской воды с базальтом при 200°C, наблюдали обогащение участвующего в реакции раствора Fe, Mn, Cu и Ni на два-три порядка по сравнению с нормальной морской водой. Необходимы дополнительные количественные данные, чтобы оценить эффект подобного изменения содержания этих элементов относительно других рассеянных элементов в офиолитах, но следует опять подчеркнуть, что наложенные гидротермальные процессы могут резко влиять на первичные содержания рассеянных элементов.

Редкоземельные элементы (р. з. э.) в настоящее время обычно определяются методами нейтронной активации или масс-спектрометрии и дают дополнительную информацию о происхождении офиолитов. Согласно ряду авторов, р. з. э. по сравнению с другими элементами наиболее подвержены влиянию процессов выветривания и гидротермального изменения; следовательно, особенности их количественного распределения могут быть использованы для расшифровки магматической истории пород [374, 280, 224]. Мы располагаем значительным количеством данных о распределении р. з. э. в разных типах вулканических пород, что составляет основу для сопоставления особенностей распределения р. з. э. в отдельных составляющих офиолитовой ассоциации (табл. 9). Известно только два примера изучения полного разреза офиолитовой ассоциации с точки зрения распределения р. з. э. Это работа Кея и Сенешала [224] по массиву Троодос, Кипр, и работа Аллегре с соавторами [4] по офиолитам о. Пиндос, Греция. С целью сравнения абсолютные содержания р. з. э. в образце нормализуются относительно стандартных содержаний в хондритовых метеоритах и наносятся как функция возрастающего атомного номера [175] (рис. 31). Усреднение содержаний р. з. э. для отдельных членов

Средние содержания р.з.э. в породах офиолитовой ассоциации,
нормализованные относительно стандартных содержаний в хондритах

Число образцов	5 Метаморфизованные пернититы		4 Основные кумуляты		4 Габбро верхнего уровня		2 Плагιοграниты		10 Лавы, дайки	
	среднее	нормализованные	среднее	нормализованные	среднее	нормализованные	среднее	нормализованные	среднее	нормализованные
Ba	0,9	0,52	2,1	0,57	6,0	1,6	27,1	7,4	42,3	11,6
La	0,068	0,23	0,065	0,22	0,443	1,48	3,08	10,3	2,8	9,3
Ce	0,072	0,09	0,316	0,38	1,68	2,0	8,95	10,6	5,74	6,8
Pr	0,006	0,05	—	—	—	—	—	—	1,75	14,5
Nd	0,026	0,04	0,384	0,66	1,60	2,76	8,69	14,98	5,56	9,6
Sm	0,008	0,04	0,173	0,82	0,644	3,07	3,40	16,2	1,96	9,3
Eu	0,0043	0,06	0,119	1,61	0,323	4,36	1,01	13,6	0,75	10
Gd	0,0125	0,04	0,297	0,93	1,38	4,31	5,43	17,0	3,03	9,5
Tb	0,0007	0,0014	—	—	—	—	—	—	0,47	1,0
Dy	0,0175	0,06	0,424	1,40	1,41	4,65	7,07	23	3,61	11,9
Ho	0,003	0,04	—	—	—	—	—	—	1,00	13,7
Er	0,0215	0,10	0,275	1,31	0,763	3,63	4,65	22,1	2,33	11,1
Tm	0,001	0,03	—	—	—	—	—	—	0,33	11,0
Yb	0,016	0,094	0,306	1,8	0,74	4,35	4,59	27	2,17	12,8
Lu	0,004	0,129	0,053	1,7	0,126	4,1	0,85	27	0,312	10,1

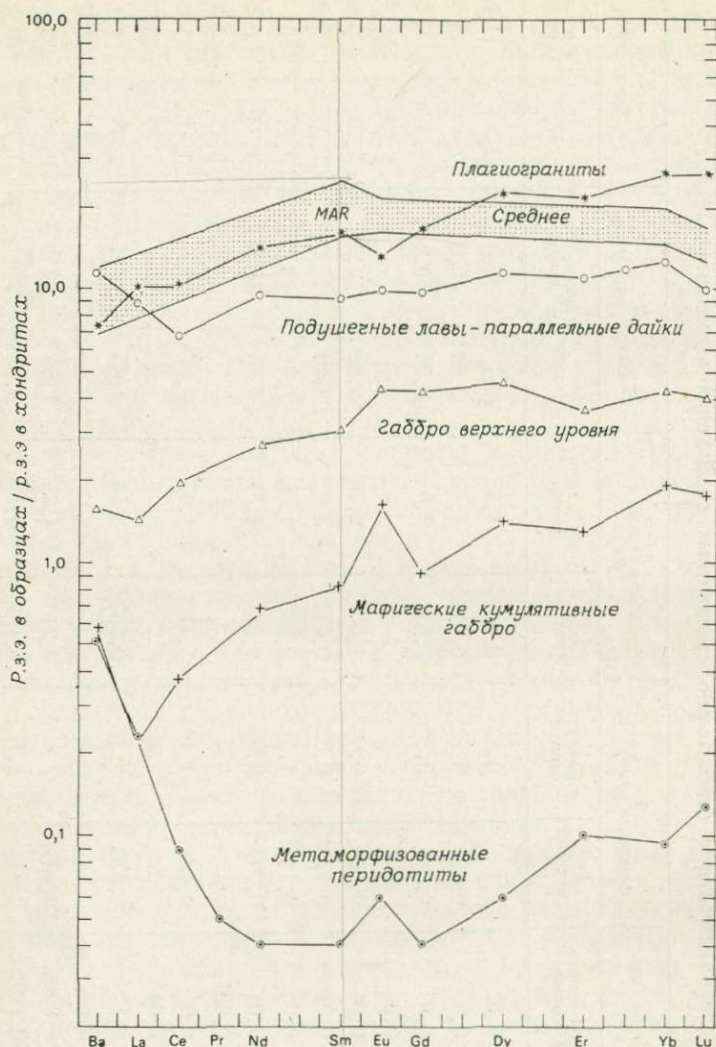


Рис. 31. Распределение средних содержаний редкоземельных элементов (р.з.э.) в отдельных членах офиолитовой ассоциации.

Содержания р.з.э. нормализованы относительно стандартных содержаний в хондритах. MAR — средний состав базальтов Срединно-Атлантического хребта.

офиолитовой ассоциации создает основу для сопоставления с характером распределения этих элементов в других изверженных породах (рис. 31). Эффузивные породы характеризуются распределением, подобным обнаруженному в абиссальных толеи-

тах; это выражается в том, что в них содержится меньше р. з. э. по сравнению с большинством других базальтов и почти столько же, сколько в хондритах. Наблюдаются слабое уменьшение содержания Се и положительные аномалии Ва и La (рис. 31). Габбро верхних уровней разреза проявляют в целом такие же особенности распределения содержаний р. з. э., однако они обеднены всеми элементами с четким уменьшением содержания легких редких земель. Слабая аномалия Eu указывает на обогащение этим элементом кумулятивного плагиоклаза, в котором он легко замещает Са. Подобная аномалия Eu проявлена еще более резко в базитовых кумулятивных габбро, где раннее фракционирование относительно богатого кальцием плагиоклаза ведет к обеднению расплава Eu. Кривая распределения р. з. э. в базитовых кумулятивных габбро ложится значительно ниже средних хондритовых значений для легких редкоземельных элементов, но почти идентична хондритовой кривой для относительно тяжелых редких земель. В противоположность этому плагиограниты обогащены почти всеми р. з. э. по сравнению с другими изверженными породами, входящими в офиолитовую ассоциацию. В особенности интересна отрицательная аномалия Eu, которая может быть прослежена к ранней экстракции Eu кальциевым плагиоклазом в кумулятивных габбро и обеднению, таким образом, остаточной магмы.

На рис. 32 сопоставлены кривые распределения р. з. э. для плагиогранита, докембрийского тоналита и гранофира. Обеднение докембрийского тоналита тяжелыми р. з. э. следует считать отражением глубинного мантийного плавления эклогита и амфиболита. Плагиограниты комплекса Троодос, напротив, обогащены тяжелыми р. з. э. и характеризуются четко выраженной отрицательной аномалией Eu, подобно гранофирам, образовавшимся в результате дифференциации толеитовых магм на небольшой глубине. Кривые распределения р. з. э. в кумулятивных и эффузивных образованиях офиолитов предоставляют убедительные доказательства комагматичности этих пород, связанных между собой процессами фракционирования единой базальтовой магмы. Аллегре с соавторами [4] рассчитали количество р. з. э. в кумулятах и остаточной магме, используя коэффициенты разделения плагиоклаза, авгита и ортопироксена. Допуская, что ассоциация кумулятов состоит из 60% плагиоклаза, 25% авгита и 10% ортопироксена, а объем кристаллов, образующихся при фракционной кристаллизации, составляет 10, 50 и 80% исходной магмы, они сумели воспроизвести средние кривые распределения р. з. э., установленные для кумулятивных и эффузивных составляющих офиолитов (рис. 33).

Распределение р. з. э. в метаморфизованных перидотитах не подчиняется схеме магматической дифференциации, которой

отвечают вышележащие составляющие офиолитового разреза. Метаморфизованные перидотиты обеднены почти всеми р. з. э. примерно на два порядка (рис. 31), и путем частичного плавления этого обедненного р. з. э. метаморфизованного перидотита не представляется возможным получить базальтовый расплав, который характеризовался бы составом редких земель, подобным наблюдаемому в вышележащих кумулятах и эффузивах. Данные по р. з. э. указывают, что метаморфизованные перидотиты должны представлять собой остаточную фракцию более раннего частичного плавления необедненной первичной мантии, из которой, возможно, произошла базальтовая океаническая кора. Аллегре с соавторами [4] попытались оценить рас-

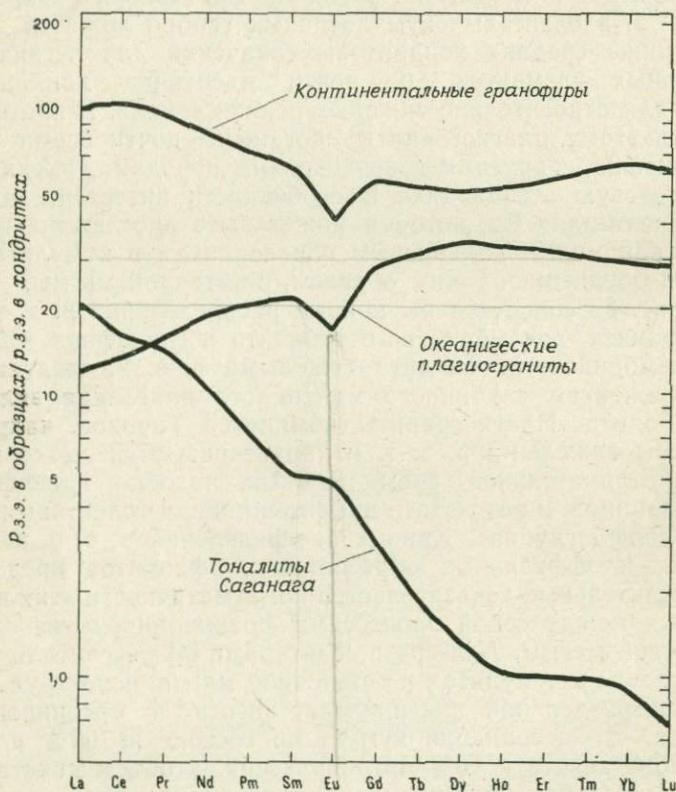


Рис. 32. Распределение средних содержаний редкоземельных элементов (р. з. э.) в океанических плагиогранитах (Троодос, Кипр) [224], континентальных гранофирах (Джабель-Турф, Саудовская Аравия) (Колс, 1974, неопубликованные данные) и докембрийских тоналитах Саганана [13].

Содержания р. з. э. нормализованы относительно стандартных содержаний в хондритах.

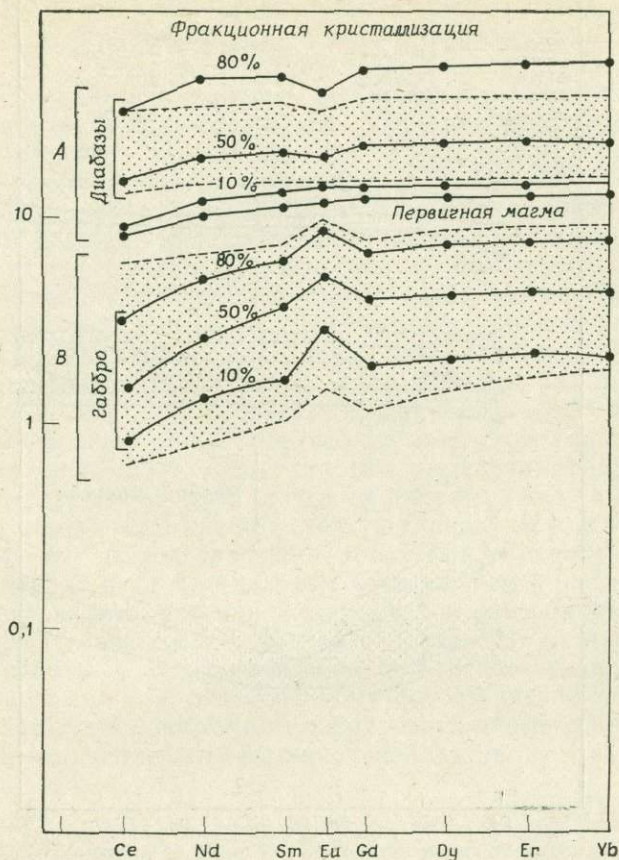


Рис. 33. Рассчитанные кривые распределения редкоземельных элементов (р. з. э.) при фракционировании кристаллов из магмы, возникшей путем частичного плавления в мантии.

Цифры на кривых — количество (в %) затвердевшей (закристаллизованной) первичной магмы. Затухающие области — поля вариаций значений, установленные в габбро и долеритах офиолитов [4]. А — состав остаточного расплава после кристаллизации $x\%$ первичной магмы; В — состав кристаллов, которые выделились после кристаллизации $x\%$ первичной магмы.

пределение р. з. э. для процессов частичного плавления гипотетического первичного мантийного материала (рис. 34). Расчеты этих авторов показали, что обеднение р. з. э. и характер их распределения в остаточной мантии почти идентичны наблюдаемым в метаморфизованных перидотитах. Однако до сих пор ни один из изученных образцов мантийного материала не содержал достаточно высоких концентраций несовместимых элементов, соответствующих значениям, использованным

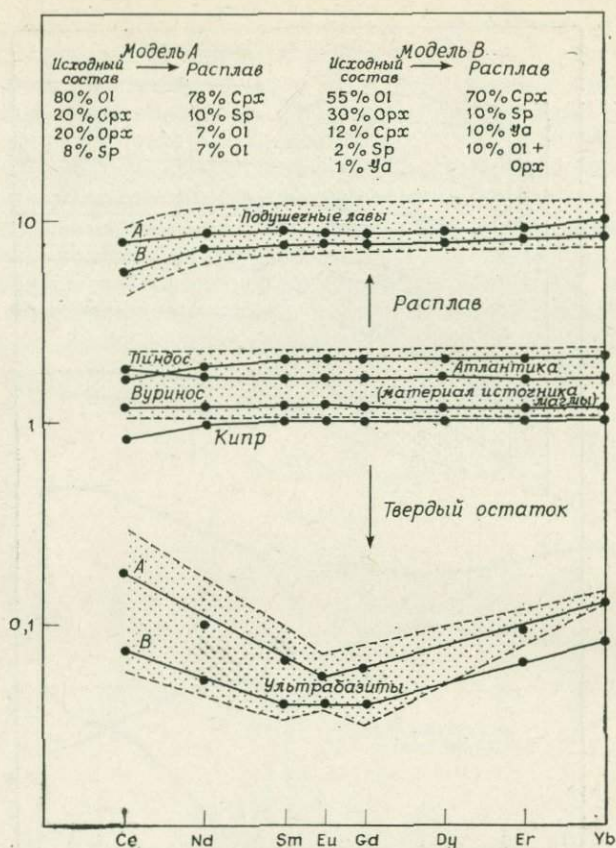


Рис. 34. Рассчитанные кривые распределения редкоземельных элементов (р. з. э.) для случая частичного плавления мантийного материала.

Центральная затушеванная область — первичный материал; различные кривые — несколько типов первичной мантии. Верхняя затушеванная область — расплав, полученный путем частичного плавления. Нижняя затушеванная область — остаток после частичного плавления. Линии, соединяющие фигуративные точки, — рассчитанные р. з. э. (принимая модели А и В при 10% частичного плавления [4]). Срх — клинопироксен; Ga — гранат; ОI — оливин; Орх — ортопироксен; Sp — шпинель.

в расчетах Аллере, и поэтому вопрос о природе первичной мантии продолжает оставаться дискуссионным.

Рассмотрение содержаний рассеянных элементов в офиолитах и океанических базальтах подтверждает концепцию, согласно которой изверженные породы офиолитов могли быть сформированы в осевых зонах спрединга срединно-океанических хребтов. По особенностям распределения р. з. э. эффузивы офиолитовых ассоциаций чрезвычайно сходны с базальтами, драги-

рованными со срединно-океанических хребтов ([280, 224]; см. также рис. 31); наряду с этим базальты офиолитов по распределению р. з. э. невозможно отличить от базальтов малых океанических бассейнов и толеитов островных дуг [216]. Некоторые исследователи предполагают, что вариации в содержании Ti, Zr и Y могут быть характерны для базальтов, сформированных в различных тектонических условиях [310, 311, 309]. Основным допущением является то, что эти элементы, подобно р. з. э., мало мобильны при процессах выветривания или низкотемпературного гидротермального изменения и, следовательно, могут отражать первичную природу базальтовых магм. Пирс предложил несколько диаграмм, выражающих графически соотношения Ti—Zr—Y и Ti—Zr (рис. 35), и выделил на этих диаграммах поля абиссальных океанических базальтов, базальтов островных дуг и базальтов известково-щелочных серий (табл. 10). Однако при использовании этих диаграмм возникает некоторая неопределенность, так как выделенные поля значительно перекрывают друг друга, и поэтому, как и в случае с р. з. э., невозможно провести четкую границу между толеитами островных дуг и абиссальными толеитами. Средние значения содержаний Ti и Zr в отдельных составляющих разреза офиолитов показывают, что они изменяются в зависимости от степени дифференциации и отвечают направлению от поля А через поле В к полю С. Следовательно, при использовании такого вида диаграмм для обоснованного сопоставления с другими типами базальтов необходимо оперировать наименее дифференцированными составами эффузивов офиолитов.

Таблица 10

Средние содержания Ti, Zr и Y в офиолитах и родственных им породах

Местоположение и ссылка	Содержание, г/т		
	Ti	Zr	Y
1. Нижние подушечные лавы, Троодос, Кипр [309]	6 175	66	28
2. Верхние подушечные лавы, Троодос, Кипр [309]	2 518	20	15
3. Осевой разрез, Троодос, Кипр [325]	5 900	61	28
4. Базальты океанического дна OFB [309]	8 573	92	30
5. Толеиты островных дуг LKT [309]	4 975	52	19
6. Известково-щелочные базальты САВ [309]	6 475	106	23
7. Базальты океанических островов OIB [309]	18 704	215	29
8. Базальты р. Колумбии CRB [259]	13 524	202	53

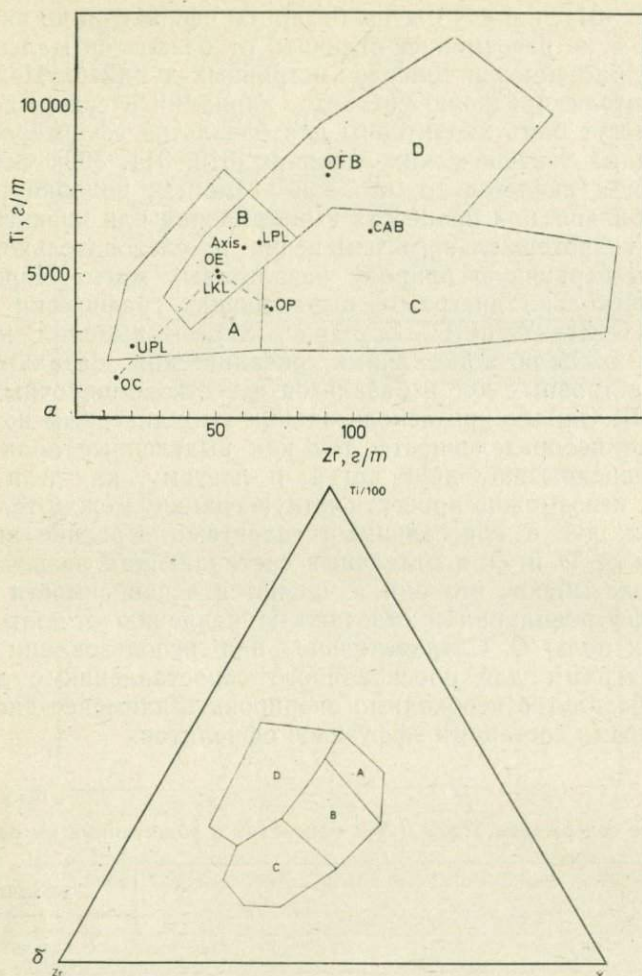


Рис. 35.

a — зависимость между содержаниями (в г/т) Ti и Zr [311]. Базальты океанического дна — поля B и D, известково-щелочные базальты — поля B и C, базальты островных дуг — поля A и B. Средние значения: LKL — толеиты островных дуг; OFB — базальты океанического дна; CAB — известково-щелочные базальты; Axis — офиолиты Троодос, осевой разрез Кипра; OC — кумуляты офиолитов; OE — эффузивы офиолитов; OP — плагиограниты офиолитов; UPL — офиолиты Троодос, верхние подушечные лавы; LPL — офиолиты Троодос, нижние подушечные лавы; *b* — зависимость между содержаниями Ti, Zr и Y [311]. Базальты океанического дна — поле B, базальты островных дуг — поля A и B, известково-щелочные базальты — поля B и C, базальты внутри плит — поле D.

7.3. Изотопы стронция. Использование изотопов стронция для изучения офиолитов осуществлялось двумя различными путями. Первые данные были получены для метаморфизованных перидотитов в целях изучения состава верхней мантии [339, 372, 371]. Многие из этих образцов описаны недостаточно полно, что затрудняет оценку полученных результатов [139, стр. 72]. Другой подход заключается в сравнительном изучении изотопного состава стронция эффузивов офиолитов и базальтов современных океанов [44, 281, 315, 93]. Однако до сих пор еще не опубликованы данные по какому-нибудь отдельному разрезу, в котором изотопный состав стронция был бы определен как в перидотитах, так и в перекрывающих их кумулятах и эффузивах. В настоящем обсуждении мы должны будем объединить и рассмотреть имеющиеся данные из разных источников, что позволит представить некоторый неполный синтез по проблеме офиолитов (табл. 11).

Метаморфизованные перидотиты содержат очень мало рубидия ($\sim 0,18$ г/т) и стронция (~ 3 г/т), что затрудняет определение в них отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Кроме того, очень низкие содержания рассматриваемых элементов в этих породах могут быть связаны с их выносом в процессе серпентинизации и метаморфизма [139]. Величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в метаморфизованных перидотитах колеблются от 0,7078 до 0,7156 и являются удивительно высокими, если учесть возможный источник в мантии (табл. 11). Кумулятивные габбро содержат в среднем $\sim 1,9$ г/т Rb и ~ 80 г/т Sr, тогда как средние для комплекса параллельных даек и подушечных лав составляют 5 г/т Rb и 21 г/т Sr; в обоих случаях это значительно выше, чем в подстилающих метаморфизованных перидотитах. Величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кумулятах и эффузивах колеблются от 0,7040 до 0,7065 и подобны таковым для океанических базальтов, но несколько выше среднего значения для базальтов океанических хребтов. Плагииграниты офиолитов характеризуются таким же интервалом отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7045—0,7059), что отражает комагматичность плагиигранитов, кумулятов и эффузивов.

Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в метаморфизованных перидотитах выше, чем в кумулятах и эффузивах офиолитов, а также в любых других вулканических породах из глубин океана (рис. 36). Эти высокие значения, очевидно, превышают первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в континентальных базальтах и большинстве богатых SiO_2 интрузивах. Если имеющиеся в настоящее время аналитические данные отражают неискаженные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в метаморфизованных перидотитах, то генетическая связь между последними и ассоциирующимися с ними кумулятами и эффузивами, слагающими верхнюю часть разреза

Таблица 11

Содержания K, Rb, Sr (в г/т) и отношения K/Rb, Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах офиолитовой ассоциации

	K	Rb	Sr	K/Rb	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
<i>Подушечные лавы и комплекс параллельных даек</i>						
1. Базальтовый покров, Троодос, Кипр [315]	9296	7,7	104	1207	0,074	0,7053
2. Диабаз дайкового комплекса, Троодос, Кипр [315]	2241	2,2	98	1018	0,022	0,7056
3. Диабаз дайкового комплекса, Троодос, Кипр [315]	4731	3,1	107	1526	0,029	0,7057
4. Диабаз дайкового комплекса, Троодос, Кипр [315]	3403	3,4	134	1000	0,025	0,7057
5. Базальт, верхние подушечные лавы, Кипр [315]	3569	10,6	163	336	0,065	0,7048
<i>Плагииграниты</i>						
1. Плагиигранит, Троодос, Кипр [315], Су 13	2822	1,9	134	1485	0,014	0,7045
2. Кератосфир, Троодос, Кипр [93], Су 55 В	2739	1,6	109	1712	0,105	0,7055
3. Плагиигранит, Троодос, Кипр [93], Су 55 С	581	< 1	135	7581	< 0,007	0,7057
4. Плагиигранит, Троодос, Кипр [93], Су 52	2490	3,4	148	732	0,023	0,7053
5. Плагиигранит, Троодос, Кипр [93], Су 55 А	5312	3,4	114	1562	0,030	0,7059
<i>Кумуляты</i>						
1. Оливиновое габбро, Троодос, Кипр [315], Су 10	700	1,3	41	538	0,032	0,7049
2. Клинопироксеновое габбро, Троодос, Кипр [315], Су 4	706	—	86	—	< 0,01	0,7040

Продолжение табл. 11

	K	Rb	Sr	K/Rb	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
3. Уралитовое габбро, Троодос, Кипр [315], Су 3	2158	4,3	83	501	0,052	0,7040
4. Оливиновое габбро, Троодос, Кипр [315], Су 5	623	—	102	—	< 0,01	0,7048
5. Уралитовое габбро, Троодос, Кипр [93], Су 54	1909	1,1	42,9	1740	0,026	0,7065
6. Плагииоклаз из уралитового габбро [93], Су 54	2822	1,3	98,7	2170	0,013	0,7057
7. Двупироксеновое габбро, Троодос, Кипр [93], Су 50	166	< 1	31,7	> 166	< 0,03	0,7048
8. Плагииоклаз из двупироксенового габбро [93], Су 50 А	996	1,4	67,1	711	0,02	0,7043
9. Уралитовое габбро, Троодос, Кипр [93], Су 53	166	< 1	116	> 166	< 0,009	0,7049
10. Анортозит, Троодос, Кипр [93], Су 55 d	249	< 1	137	> 249	< 0,007	0,7040
11. Габбро, Яте, Новая Каледония (Петерман, неопубликованные данные), 82-NC-62 А	1100	< 1	141	> 1100		0,7033
12. Габбро, Пиродж-Ривер, Новая Каледония (Петерман, неопубликованные данные), 82-NC-62 А	124	< 1	204	> 124		0,7035
13. Габбро, Болу-Крик, Папуа Новая Гвинея (Петерман, неопубликованные данные), 0458	53	< 1	49	> 64		0,7031

Продолжение табл. II

	K	Rb	Sr	K/Rb	Rb/Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
<i>Метаморфизованные перидотиты</i>						
1. Дунит, Дан-Маунтин, Новая Зеландия [372]	23,9	0,111	4,39	215	0,025	0,7091
2. Дунит, Папуа [372]	61,2	0,302	6,28	203	0,048	0,7078
3. Перидотит, Маунт-Альберт, Квебек [372]	59,3	0,158	5,52	375	0,029	0,7109
4. Дунит, Эдди-Вебстер, Северная Каролина [372]	15,0	0,077	2,99	195	0,026	0,7156
5. Перидотит, Тинакильо, Венесуэла [372]	25,8	0,093	3,89	277	0,024	0,7084
6. Перидотит, Новая Каледония	—	8,35	13,7	—	0,609	0,7066
7. Дунит, Новая Каледония	—	0,073	0,523	—	0,15	0,7079
8. Дунит, Новая Каледония [339]	—	0,147	0,499	—	0,295	0,7127
9. Перидотит, Блэк-Лейк, Квебек [339]	—	0,380	0,787	—	0,484	0,7149
10. Перидотит, Блэк-Лейк, Квебек	—	0,307	3,60	—	0,089	0,7096
11. Клинопироксен из пироксенита, хр. Каньон [232]	—	—	—	—	—	0,708

офиолитов, полностью отсутствуют. Изотопы стронция представляют еще одну независимую линию доказательств полигенетичности офиолитовой ассоциации. Метаморфизованные перидотиты по истории своей эволюции четко отличаются от кумулятов и эффузивов. Если метаморфизованные перидотиты представляют собой остаток частичного плавления, о чем, видимо, свидетельствует их обедненность рядом элементов, то для объяснения установленных изотопных отношений стронция необходимо допустить, что это событие имело место в период ранней истории мантии, во всяком случае 1 млрд. лет назад ([132], рис. 37). Отмеченные ограничения, основанные на данных о рассеянных элементах и изотопах, не позволяют принять в качестве источника магмы кумулятов и эффузивов офиолитов расположенные

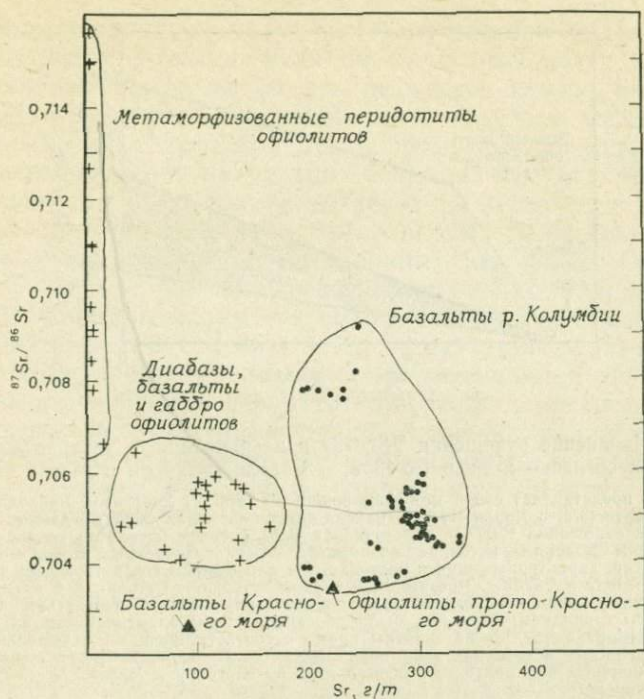


Рис. 36. Зависимость между содержанием Sr и отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в офиолитах (крестики) и других породах.

Данные для базальтов р. Колумбии заимствованы из работы [259], а для базальтов и офиолитов Красного моря — из работы [88].

в основании офиолитового разреза метаморфизованные перидотиты. Общая несовместимость по рассеянным элементам и изотопам ксенолитов ультраосновных пород и вмещающих их вулканических пород указывает на существование в мантии обширных областей, эволюция которых, возможно, была подобна эволюции метаморфизованных перидотитов офиолитов. Метаморфизованные перидотиты, слагающие основание древних офиолитовых ассоциаций, могут, следовательно, представлять собой такой же остаток мантийного вещества, связанный со значительно более ранними событиями плавления в мантии.

7.4. Петрогенезис. Офиолитовая ассоциация состоит из трех основных единиц: 1) метаморфизованных перидотитов, 2) кумулятов и 3) комплекса параллельных даек и подушечных лав. Каждая из этих единиц была сформирована в ходе полигенных процессов, но четкая стратиграфическая последовательность заставляет предположить, что между ними не было существен-

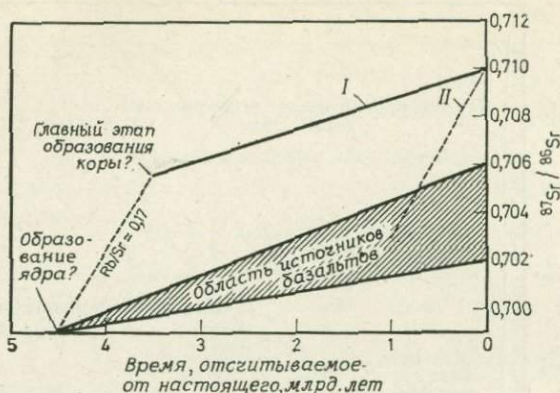


Рис. 37. Изменение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в альпинотипных ультраосновных породах согласно модели Ро [339] и модели Штубера и Марти [372].

Диаграмма представляет собой модифицированный вариант диаграмм, приводимых Штубером и Марти [372] и Харли [194]. Отмечена заштрихованная область, демонстрирующая возрастание отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в источниках океанических базальтов со временем. Согласно обоим моделям, источник альпинотипных ультраосновных пород — остаточная зона в мантии, характеризующаяся постоянством или слабым сопутствующим изменением отношений Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Чрезвычайно низкое содержание стронция в альпинотипных ультраосновных породах определяет их исключительную восприимчивость к обогащению радиогенным стронцием; если они были обогащены этим элементом, то их настоящие отношения Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не связаны прямо с соответствующими отношениями в глубинных мантийных источниках этих пород [139]. I — линия изменения отношений изотопов Sr в типичных альпинотипных перидотитах по Штуберу и Марти; II — то же по Ро.

ного разрыва во времени, за исключением более раннего плавления метаморфизованных перидотитов.

Рассмотрим каждую единицу офиолитовой ассоциации и определим ее соотношения с другими единицами, основываясь на информации предыдущих глав. Метаморфизованные перидотиты характеризуются постоянным минеральным составом и, за исключением хромитовых сегрегаций, проявляют метаморфическую структуру, сформированную вследствие субсолидусных деформаций в мантийных условиях. Крайне низкие содержания несовместимых элементов и необычно высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ указывают, что метаморфизованные перидотиты представляют собой остаточную фракцию мантийного вещества, которое, по-видимому, подверглось плавлению не менее 1 млрд. лет назад. Метаморфизованные перидотиты слагают основания офиолитовых разрезов и в ряде случаев представляют наиболее хорошо обнаженную их часть; иногда эти породы тектонически полностью оторваны от остальных составляющих офиолитовой ассоциации. Следовательно, представляется маловероятным, что метаморфизованные перидотиты относятся к мантийному остатку, выделившемуся в связи с образованием основной магмы, из которой были сформированы вышележащие кумуляты и эффузивы. Скорее всего эти обедненные метамор-

физованные гарцбургиты представляют собой более древние участки мантии, тектонически перемещенные вверх и сформировавшие основание, на котором развилась верхняя часть офиолитовой ассоциации. Установить зону перехода между расположенными ниже древними метаморфизованными перидотитами и перекрывающими их ультраосновными кумулятами трудно, поскольку по минеральному составу и внешнему виду различить эти породы в поле почти невозможно и часто на эти образования наложена общая деформационная структура. Однако по составу оливина, ортопироксена, клинопироксена и хромита и заметно более высокому отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ метаморфические перидотиты четко отличаются от кумулятивных перидотитов. Кроме того, апофизы кумулятов прослеживаются обычно вниз, в метаморфизованные перидотиты, пересекая метаморфическую структуру, что свидетельствует о их более позднем образовании.

Кумулятивные образования офиолитовых разрезов варьируют по составу от дунитов через габбро до плагиогранитов и указывают, что кристаллизационную дифференциацию испытали большие массы основной магмы. Кумулятивы вообще неоднородны и обнаруживают резкие изменения состава по laterали и вертикали, что не может быть согласовано с концепцией возникновения расслоенности в результате статической кристаллизации одной крупной порции магмы, как это представляется в случае расслоенных интрузий Скергаард и Бушвелд. И хотя для кумулятов комплекса Вуринос были отмечены единицы с проявлением цикличности, тем не менее еще не выявлена четкая картина вероятной последовательности событий, которые могли бы привести к развитию расслоенности в этих офиолитовых кумулятах. Последовательность кристаллизации в кумулятах соответствует направлению дифференциации толеитовой магмы при низких давлениях: она начинается с выделения оливина и хромита, за которыми следуют оливин и клинопироксен совместно с ранними выделениями интерстициального плагиоклаза. Объем ультраосновных составляющих кумулятов обычно очень ограничен по сравнению с мощностью подстилающих метаморфизованных перидотитов. В верхней части разреза кумулятов преобладающей фазой является плагиоклаз вместе с переменными количествами клинопироксена, ортопироксена, оливина и бурой роговой обманки, содержание которой часто бывает значительным. Интересная особенность большинства кумулятов офиолитов — небольшое количество окислов железа и отсутствие обогащения железом силикатов вверх от основания разреза кумулятов. Недостаток железа в кумулятах должен указывать либо на обедненность железом исходной магмы, либо на обогащение железом остаточного расплава, который в дальнейшем не кристаллизовался. Плагиограниты, представ-

ляющие собой остаточные дифференциаты кумулятивной ассоциации, в действительности не обогащены железом, а обеднены им.

Определение состава исходной магмы кумулятов офиолитов связано со значительными трудностями, поскольку разрезы кумулятов не отвечают закрытой системе дифференциации, а краевые фации закалки отсутствуют. Однако комплекс параллельных даек и подушечные лавы, перекрывающие кумулятивные габбро, могут содержать «закаленные» порции первичного расплава, являющегося материнским для подстилающих кумулятов. Это заставляет предположить, что кумуляты и перекрывающие их эффузивы близки по времени образования. Параллельные дайки характеризуются явлениями краевой закалки друг относительно друга, а в верхах разреза комплекса даек они, несомненно, играют роль питающих каналов подушечных лав, излияние которых в подводных условиях доказывалось их строением и переслаиванием с пелагическими осадками. Тем не менее имеющиеся в настоящее время данные не дают ясного представления о соотношении во времени между верхней частью разреза кумулятов и комплексом параллельных даек. Дайки мелкозернистых диабазов с явлениями краевой закалки продолжают вниз, в пределы более крупнозернистых расслоенных габбро, и внедрение параллельных даек как в метаморфизованные перидотиты, так и в кумулятивные габбро [307] указывает, что некоторые дайки образовались из более поздней магмы по сравнению с той, из которой возникли ассоциирующиеся подстилающие габбро. В других случаях представляется, что расслоенные габбро были внедрены после формирования параллельных даек и подушечных лав и что эти эффузивы являются предшествующей кровлей магматической камеры. Действительная последовательность магматических событий внутри единиц, составляющих офиолитовую ассоциацию, изменчива, и каждое отдельное проявление может иметь свою собственную неповторяющуюся интрузивную последовательность. Представляется также вполне вероятным, что внедрение магм, отвечающих разным уровням фракционирования кристаллов, может приводить к противоречивым картинам последовательности внедрения. Тем не менее сопоставление петрохимических параметров кумулятивных и эффузивных составляющих офиолитовой ассоциации свидетельствует о их комагматической эволюции. На когенетичность этих пород указывают первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и особенности распределения р. з. э. (рис. 31, 36). Сходство отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кумулятах и эффузивах, а также особенности распределения р. з. э. в процессе формирования кумулятов указывают на магматическую эволюцию из сходной родоначальной магмы.

Представляется, что родоначальная магма, из которой образовались основные единицы офиолитовой ассоциации, наиболее близка по составу к низкощелочным абиссальным океаническим толеитам, которые столь обычны для современных океанических хребтов. Низкие содержания рассеянных элементов, толеитовая природа, особенности распределения р. з. э. и изливание в глубинах океана заставляют уверенно предположить, что офиолиты представляют собой фрагменты древней океанической коры. Образование такой магмы мыслится как процесс частичного плавления мантийного материала; этот исходный материал, видимо, подвергся более раннему частичному плавлению и обеднению рассеянными элементами. Величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в эффузивах офиолитов (0,7057—0,7040) выше, чем в современных абиссальных толеитах (0,7020—0,7035); это позволяет предположить, что по крайней мере некоторые магмы, давшие офиолиты, произошли за счет мантии, обедненной рубидием и другими несовместимыми элементами по сравнению с источником современных базальтов раздвигающихся хребтов. Значительно более высокие величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7015—0,7064) в подстилающих метаморфизованных перидотитах исключают возможность отнесения этих пород к остатку частичного плавления или же к кумулятам родоначальной магмы, приведшей к образованию верхней части офиолитов. Если предположить, что родоначальная магма офиолитов имела такой же состав, как и исходная магма абиссальных толеитов, то тогда дифференциация этой магмы на высоких уровнях перед излиянием в виде даек и подушечных лав могла бы привести к возникновению гораздо более дифференцированных базальтов, чем это характерно для офиолитов. Дифференцированные базальты в офиолитах нередки, и, следовательно, должна была иметь место по крайней мере некоторая дифференциация родоначальной магмы.

Присутствие эффузивных пикритов (коматитов) в некоторых эффузивных составляющих палеозойских офиолитов [143] указывает, что первичный расплав мог быть более основным и что кумуляты офиолитов могли образоваться в результате процесса раннего фракционирования кристаллов пикритовой магмы. Объяснение происхождения коматитов и эффузивных ультрабазитов в архее требует гораздо более высокого теплового потока в верхних частях мантии по сравнению с фанерозоем [53, 164]; тем не менее представляется возможным, что плавление в глубоких горизонтах мантии могло бы приводить к образованию пикритовых расплавов даже в течение фанерозоя [300]. Этот пикритовый расплав мог быть преобразован путем фракционирования оливина совместно с хромитом на более высоких уровнях, как мы наблюдаем это в основании разреза офиолитов,

и мог эволюционировать в сторону низкощелочных абиссальных базальтов и, наконец, плагиогранитов. Пути кристаллизации расплава можно было бы оценить, опираясь на адекватные образцы кумулятивных пород и данные по объему различных единиц разреза кумулятов; однако такая информация о кумулятивных образованиях офиолитов в настоящее время отсутствует. Следовательно, вопрос о первичной магме разнообразных офиолитовых ассоциаций остается спорным. Расчеты, основанные на средних составах кумулятов офиолитов, заставляют предположить, что первичная магма содержала мало железа. Средний абиссальный толеит содержит чрезмерно много железа и поэтому не мог являться родоначальным составом кумулятов; если же в качестве первичной избрать пикритовую магму, то невозможно путем фракционной кристаллизации получить из нее абиссальный толеит, используя в качестве основы соотношения в кумулятивных породах офиолитов. Возможно, что расслоенные образования офиолитов представляют собой «запруженные» расплавы, не сумевшие проникнуть в вышележащий панцирь эффузивов. Уокер [415] показал, что подъем основной магмы в случае дайковых полей Исландии зависит от разности плотностей поднимающейся магмы и вмещающих пород, в которые она внедряется. Магма, образующая кумулятивные составы офиолитов, могла представлять собой расплав, задержанный перекрывающим более плотным панцирем. В ряде случаев, когда в периоды растяжения подъем магмы осуществлялся быстрее, она достигала поверхности и образовывала эффузивы.

Геологические и петрологические свидетельства, собранные здесь, а также данные ряда других авторов указывают, что местом формирования офиолитов следует считать область океана. Штейнман и другие европейские геологи первыми отметили, что почти универсальная ассоциация глубоководных пелагических осадков и подушечных лав налагает определенные ограничения на геологическую обстановку, в которой могли формироваться офиолиты. Отсутствие интрузивных контактов с окружающими породами и частая ассоциация с меланжем позволили впоследствии сделать вывод, что большинство офиолитов является аллохтонными тектоническими пластинами. В настоящее время в целом считается, что офиолитовые ассоциации представляют собой фрагменты океанической коры, и, следовательно, магматические процессы, отраженные в обнажениях офиолитов, могут соответствовать процессам образования океанической коры в современных зонах спрединга океанических хребтов. Большинство авторов, изучавших древние офиолитовые комплексы, были поражены сходством типов пород и общей структуры офиолитовых комплексов с океанической корой. Не-

которые исследователи, однако, убеждены, что офиолиты отражают процессы, характерные для вулканических островных дуг, подводных извержений в геосинклинальных областях или малых океанических бассейнов. Ограничения, налагаемые данными петрологических исследований, ни в коей мере не исключают такого разнообразия возможностей; действительно, в большинстве случаев путем тщательного отбора данных можно приедемлемо объяснить процессы образования офиолитов в любой из этих различных геологических обстановок.

Несомненно, что во всех возможных геологических обстановках, в которых формировались офиолиты, магматические процессы, приведшие к их образованию, были приурочены либо к краевым областям континентальной коры, либо к областям с океанической корой. Офиолиты не связаны с магматическими событиями, характерными для стабильных платформ или областей докембрийских щитов. Эффузивные составляющие офиолитов, по-видимому, являются производными толеитовых родоначальных магм, а подстилающие их кумуляты должны были образоваться из тех же расплавов в процессе фракционирования кристаллов. Некоторые авторы указали на наличие известково-щелочной тенденции в эффузивах и высказали предположение, что это направление типично для островных дуг, формирующихся в океанических областях. Однако полные офиолитовые разрезы в пределах таких островных дуг еще не обнаружены. Серии радиальных даек, отдельные вулканы и мощные вулканогенно-осадочные толщи, столь типичные для ассоциаций островных дуг, не представлены в хорошо описанных офиолитовых разрезах. Вполне возможно, что в основании некоторых океанических островных дуг залегает океаническая кора, как это предполагается для острова Эуа дуги Тонга [137]. Было предположено также, что концентрически-зональные дунит-перидотитовые ассоциации являются обнаженными корнями вулканов островных дуг, и если это так, то эти ультраосновные породы можно легко отличить от метаморфизованных перидотитов и ультраосновных составляющих кумулятов офиолитов.

Развитие новой океанической коры в областях спрединга срединно-океанических хребтов было описано в ряде участков. Современные исследования по проектам DSDP и FAMOUS, а также косвенные измерения геофизических параметров океанической коры дают основание предполагать, что стратиграфические особенности океанической коры сходны с обнаруженными в офиолитах. Для всех образцов изверженных пород, добытых из глубин океана драгированием и бурением, имеются аналоги в офиолитах, включая метаморфизованные перидотиты и кумуляты. Опубликованы многочисленные модели процессов спрединга срединно-океанических хребтов, основанные главным

образом на наблюдаемых петрологических взаимоотношениях, и все они обнаруживают поразительное соответствие разрезу офиолитов. Эти модели опираются преимущественно на пространственные взаимоотношения, наблюдаемые в наземных офиолитах.

Ряд особенностей офиолитовых комплексов не укладывается в модели спрединга срединно-океанических хребтов. Поэтому некоторые авторы предположили, что местом формирования магматических комплексов, подобных офиолитам, являются краевые бассейны или малые океанические бассейны. Единственная актуалистическая модель формирования океанической коры — современный спрединг срединно-океанических хребтов. Представления о других способах образования новой океанической коры должны опираться на косвенные доказательства, диктуемые петрологическими особенностями или структурной эволюцией характерных областей. Для меня тем не менее очевидно, что все вышеперечисленные разнообразные возможности должны рассматриваться в качестве вероятных ситуаций образования офиолитов. Петрологические соображения не должны быть единственным путем установления истории эволюции каждого отдельного офиолитового комплекса. Структурная обстановка, так же как данные об ассоциирующихся осадочных образованиях, могут предоставить более определенные сведения о происхождении любой офиолитовой ассоциации.

ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

1. Введение

После изначального магматического становления породы офиолитовой ассоциации обычно преобразуются метаморфическими процессами. Для настоящего обзора эти процессы удобно подразделить на две крупные категории, с тем чтобы читатель мог оценить их относительное значение.

1. Внутренний метаморфизм офиолитов, в результате которого преобразуются лишь минеральные ассоциации самих офиолитовых комплексов. К этой категории относятся преимущественно серпентинизация и термальный метаморфизм.

2. Внешний метаморфизм, действующий как на офиолиты, так и на ассоциирующиеся с ними вмещающие породы. Эти процессы связаны с тектоническим становлением комплексов или более поздним наложенным орогенезом. Серпентинизация пород офиолитовых комплексов происходит как при внутреннем, так при внешнем метаморфизме.

Для того чтобы было ясно дальнейшее изложение, следует подчеркнуть, что автор исходит из допущения возможности формирования офиолитов либо при спрединге в океанических хребтах, либо в какой-то сходной обстановке, в которой в течение длительного периода после формирования структурных частей офиолитовых комплексов последние подвергались воздействию высокого теплового потока. Кроме того, допускается, что большинство офиолитов претерпело тектоническую транспортировку, в результате которой они были внедрены в орогены окраин континентов. Таким образом, для значительных преобразований офиолитов имелись широкие возможности как при раннем термальном метаморфизме в океанической обстановке, так и при более позднем динамотермальном метаморфизме, связанном с их тектонической историей в складчатых поясах. Следовательно, приходится допустить, что по крайней мере некоторые из более древних офиолитовых ассоциаций могли претерпеть полиметаморфизм, в результате которого были полностью затושеваны первичные структуры пород, а также произошли очень сильные изменения в их химическом составе (табл. 12).

Следует также помнить, что продукты метаморфизма этих комплексов должны отличаться большим минералогическим

Схема метаморфической эволюции офиолитов

Первичные породы	Этапы метаморфической эволюции					
	океанический	при субдукции	при обдукции		коровый региональный	
Базальты	Цеолитовая фация (спилиты)	Цеолитовая фация	Метаморфизм не проявляется		Цеолитовая фация	
Диабазы	Зеленосланцевая фация	Пренит-пумпеллитовая фация			Пренит-пумпеллитовая фация	
Габбро	Амфиболитовая фация	Голубосланцевая фация (эклогиты типа С)			Амфиболитовая фация	
Перидотиты	Локальная серпентинизация Родингиты Милониты и катаклазиты в зонах трансформных разломов	Серпентинизация ↓ Цеолитовая фация ↓ Лизардит-хризотил Родингиты	Голубосланцевая фация ↓ Антигорит	Горячая пластина Динамотермальные ореолы Амфиболиты Милониты в основании	Холодная пластина Меланж Серпентинизация Рассланцевание Избыточное тектоническое давление? Родингиты	Прогрессивный метаморфизм серпентина Хризотил ↓ Антигорит Родингиты ↓ Оливин + антигорит ↓ Оливин + тальк ↓ Оливин + энстатит
Термический градиент	Высокий	Низкий	Очень высокий	Очень низкий	Высокий	
Прочие условия метаморфизма	Деформация отсутствует, метасоматоз ничтожный	Деформация Меланж	Деформация и метаморфизм в основании пластины офиолитов		Полиметаморфизм. Субсолидная деформация перидотитов	

разнообразием, поскольку валовый состав пород в офиолитах широко варьирует от перидотитов до базальтов плюс небольшое количество плагиогранитов.

2. Внутренний метаморфизм

2.1. Серпентинизация. Перидотиты офиолитовых ассоциаций обычно всегда в той или иной мере серпентинизированы, и среди них редко встречаются породы, в которых присутствуют совершенно неизменные оливин, ортопироксен или клинопироксен (табл. 12). Процесс изменения перидотитов до серпентинитов заключается преимущественно в реакциях гидратации первичных магматических минералов. В минералогическом аспекте серпентиниты состоят преимущественно из лизардита, клинохризотила и антигорита с незначительными примесями брусита, талька, магнетита и карбоната. Хризотил представлен очень характерными волокнистыми выделениями с трубчатой структурой волокна. Лизардит и антигорит кристаллизуются в виде пластинок, и для них неизвестны волокнистые выделения. В соответствии с имеющейся в настоящее время информацией минералы группы серпентина отличаются по химическому составу, так что их нельзя рассматривать как полиморфные модификации. Соответственно и присутствие того или иного вида само по себе нельзя расценивать как признак каких-либо определенных условий давления и температуры [83].

Синтез антигорита осуществляется с трудом. Судя по необратимым реакциям разложения и данным термического анализа, антигорит, вероятно, устойчив при относительно более высоких температурах по сравнению с лизардитом и хризотилом [140, 430, 201]. Дополнительные доказательства этого обнаруживаются в преимущественной приуроченности антигорита к серпентинитам комплексов, претерпевших метаморфизм высокой степени [70, 403, 404]. Тем не менее с антигоритом обычно ассоциируются хризотил и лизардит. По наблюдениям автора, однако, антигорит неизменно замещается лизардитом и хризотилом или проявляются обратные взаимоотношения серпентиновых минералов. Очевидно, поля устойчивости серпентиновых минералов взаимно перекрывают друг друга и контролируются составом (количества Fe и Al), летучестью кислорода (отношение Fe^{2+}/Fe^{3+}) и активностью H_2O . Лизардит и хризотил могут кристаллизоваться при температурах ниже $350^{\circ}C$ [24] и до стандартных, тогда как антигорит, очевидно, стабилен до температур, несколько превышающих $500^{\circ}C$. Следовательно, установление присутствия того или иного вида минералов группы серпентина в офиолитовых ассоциациях может быть полезно для оценки *PT*-условий при серпентинизации. На рис. 38 показаны возможности новообразования минералов в процессе серпентини-

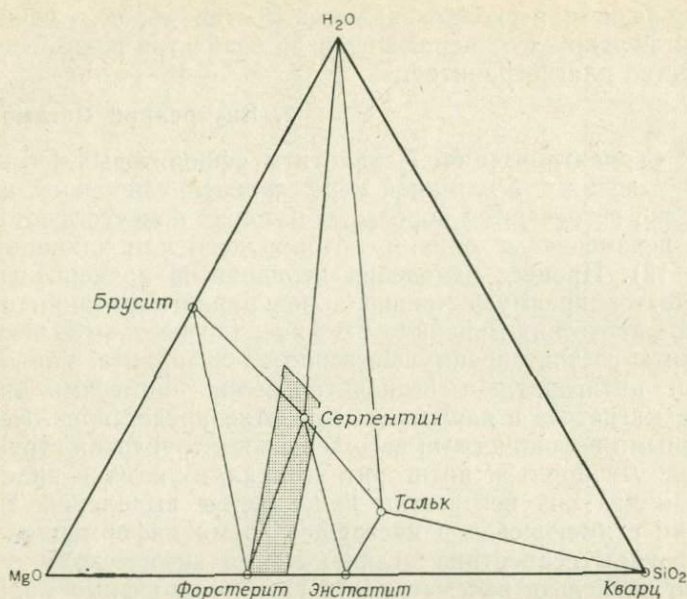
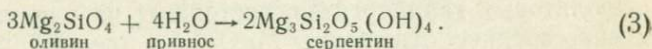
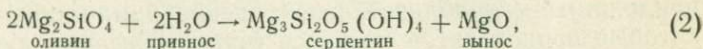
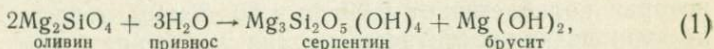


Рис. 38. Минеральные парагенезисы системы $MgO-SiO_2-H_2O$. Крапом выделено поле составов серпентинитов и их материнских перидотитов офиолитовых ассоциаций.

зации дунитов, гарцбургитов или лерцолитов при допущении, что происходит только привнос воды. Однако в случае серпентинизации или регионального метаморфизма высокой степени небольших тел ультрабазитов нередко также привносятся CO_2 или кремнезем и в краевых частях гипербазитов в результате этого кристаллизуются тальк, хлорит и карбонаты [70, 71, 215].

Представляется, что при серпентинизации офиолитовых перидотитов часто возникает ассоциация лизардит+клинохризотил+брусит+магнетит. В тех же случаях, когда ультраосновные породы офиолитов локализируются в толщах, претерпевших внешний региональный метаморфизм высокой степени, из серпентиновых минералов стабилен антигорит. На рис. 39 отображены минеральные парагенезисы системы $MgO-SiO_2-H_2O$, возникшие при прогрессивном метаморфизме перидотитов Центральных Альп [404]. Если при оценке условий температуры и давления исходить из экспериментальных материалов, то можно полагать, что серпентиниты, образующиеся за счет офиолитовых перидотитов, вероятно, кристаллизовались в интервале температур $100-300^{\circ}C$, а в крайне незначительных количествах — при обычной поверхностной температуре [418]. Антигоритовые серпентиниты соответствуют температурам свыше $300^{\circ}C$, видимо,

до 550°C и могут знаменовать региональный метаморфизм более высокой ступени. Если принять, что серпентинизация осуществляется лишь в результате гидратации оливина, то ее можно выразить следующими гипотетическими реакциями:



Уравнения (2) и (3) показывают, что превращение оливина в серпентин не может происходить без привноса кремнезема или удаления магнезии. В том случае, если избыточная магнезия расходуется на образование брусита, дунит может превращаться в серпентинит при условии привноса одной воды (уравнение 1). Среднее отношение MgO/SiO₂ (в вес.%) у дунитов составляет около 1,23. Следовательно, если серпентинизация дунитов происходит лишь с привносом воды, это отношение должно сохраниться в серпентинитах. Для проверки этого положения были проанализированы бруситсодержащие массивные серпентиниты,

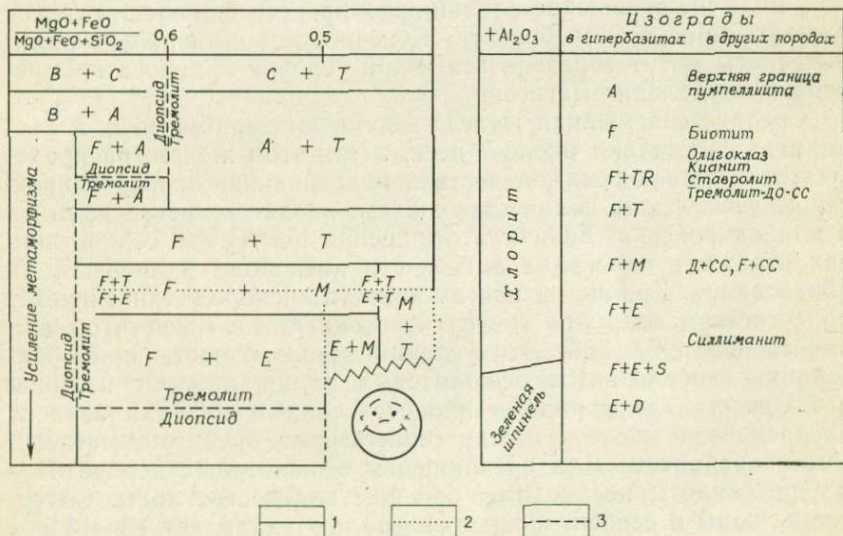
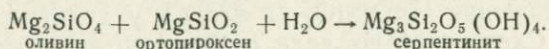


Рис. 39. Вероятные минеральные ассоциации серпентинизированных перидотитов, испытавших прогрессивный метаморфизм [404].

А — антигорит; В — брусит; С — хризотил и лизардит; СС — кальцит; D — диопсид; ДО — доломит; Е — энстатит; F — оливин; М — магнезиокумминтонит/антофиллит; S — шпинель; Т — тальк; TR — тремолит. Границы полей устойчивости фаз: 1 — для типичных составов гипербазитов; 2 — для маложелезистых составов; 3 — для составов, допускающих сосуществование Са-Mg-силикатов.

возникшие за счет офиолитовых дунитов [91]. При этом оказалось, что отношение MgO/SiO_2 в них действительно составляет 1,23, однако рассланцованные и мономинеральные жильные серпентиниты характеризуются другой величиной этого отношения, которая колеблется от 0,99 до 1,00. Таким образом, вероятно, все три реакции, соответствующие уравнениям (1), (2) и (3), приложимы к приблизительной оценке химических изменений, которые происходят в процессе серпентинизации дунитов. Для офиолитовых гарцбургитов, состоящих из оливина и ортопироксена, среднее отношение MgO/SiO_2 (вес.%) составляет 1,02 и практически соответствует аналогичной величине в мономинеральном серпентините. В тех случаях, когда количественные соотношения оливина и ортопироксена в гарцбургитах приближаются к 1:1, серпентиниты за счет них могут образоваться в результате простой гидратации:



Для лерцолитов также характерна относительно пониженная величина MgO/SiO_2 , и в полном соответствии с этим брусит редко появляется в серпентинизированных аналогах этих пород. Если же отношение оливин/ортопироксен больше 1, следует ожидать присутствия брусита. Конечно, мономинеральные серпентиниты могут образоваться и при условии привноса кремнезема или удаления магнезии.

Средние содержания железа в дунитах, гарцбургитах и лерцолитах составляют около 7 вес.%. При этом железо распределяется почти в равных количествах между оливином и ортопироксеном. Небольшие количества железа входят в состав хромита и клинопироксена. Величина отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в серпентинитах отражает изменение активности кислорода в процессе их образования. Крайне низкая активность кислорода фиксируется присутствием аварита ($FeNi$) в ассоциации с магнетитом или вместо него [293, 305]. Эти условия довольно часты при образовании серпентинитов офиолитовых ассоциаций. От наличия и количества кислорода в процессе серпентинизации зависит распределение железа между серпентином, бруситом, магнетитом и аваритом. Для превращения офиолитовых перидотитов в серпентиниты необходимы большие количества воды. Содержание воды в серпентиновых минералах составляет 12—13,5%. Количество воды, необходимое для серпентинизации перидотитов, полностью контролируется первичными количественными соотношениями оливина, пироксена и плагиоклаза, а также подвижностью Mg или Si , а иногда и обоих этих компонентов.

В последнее время получена новая информация относительно источника флюидов, обуславливающих серпентинизацию, кото-

рая позволяет более обстоятельно обсуждать условия изменения офиолитовых перидотитов в серпентиниты [24, 418, 419, 420]. Соотношения стабильных изотопов D/H и $^{18}O/^{16}O$ в серпентинитах из многих районов показали, что величина δD lizardit-хризотиловой смеси изменяется в зависимости от географической широты и в соответствии с современными ее вариациями в метеоритных водах [420]. Эти соотношения интерпретирова-



Рис. 40. Вариации отношений стабильных изотопов водорода и кислорода (диаграмма $\delta D-\delta^{18}O$) в серпентинитах разного происхождения [417, 419]. L—C — lizardit—хризотил. Отметим, что океанические серпентиниты четко отличаются от континентальных серпентинитов и серпентинитов офиолитов.

лись как признак серпентинизации с образованием lizardita и хризотила под воздействием метеорных вод земной коры. Для отдельных серпентинитов из офиолитов также установлена зависимость распределения дейтерия от географической широты, тогда как $\delta^{16}O$ варьирует необычно широко и без видимой закономерности [419]. Сопоставление величин D/H и $^{18}O/^{16}O$ в серпентинитах офиолитов и в современных срединно-океанических хребтах (образцы, полученные при драгировании) показало, что величины δD и $\delta^{18}O$ у океанических серпентинитов очень однородны и вполне специфичны (рис. 40). Установленные различия величин фракционирования изотопов свидетельствуют о том, что «океанические» серпентиниты, вероятно, возникли в результате воздействия морских вод, преобразованных гидротермальным прогревом, тогда как основная масса серпентинизированных перидотитов офиолитовых ассоциаций претерпела воздействие

метеорных вод при небольших температурах, не превышающих 300°C , и при температурах земной поверхности [248, 420]. Таким образом, из данных по распределению стабильных изотопов следует, что серпентинизация офиолитовых перидотитов осуществлялась в основном не в океанической обстановке, а в континентальной коре. Следовательно, приходится допускать, что до полной серпентинизации под воздействием метеорных вод на окраинах континентов офиолиты после становления в океанических условиях в относительно свежем состоянии тектонически перемещались в область континентальных плит. У антигоритовых серпентинитов наблюдаются очень ограниченные пределы колебаний δD (от -39 до -66) и $\delta^{18}\text{O}$ (от $+4,7$ до $+8,7$), и это позволяет предполагать, что они формировались в процессе регионального метаморфизма в присутствии коровых глубинных вод [419]. Таким образом, особенности отношений стабильных изотопов в антигоритах подтверждают более ранние петрологические интерпретации этой разновидности серпентинитов как более высокотемпературной по сравнению с хризотилом и лизардитом.

Возникновение крупных масс серпентинизированных перидотитов связано с процессами, происходящими в континентальной коре и представляющими часть тектонической эволюции офиолитов после их становления в складчатых зонах. Превращение перидотитов в серпентиниты сопровождается резким изменением физических свойств. Плотность перидотитов 3,3, тогда как у серпентинитов она в среднем составляет 2,55; соответственно скорость прохождения сейсмических волн V_p понижается от примерно 8 км/с до 5 км/с [83]. Магнетит, выделяющийся при серпентинизации, увеличивает магнитную восприимчивость K , и, действительно, известно, что массивы серпентинитов обуславливают магнитные аномалии, превышающие 500 γ . Прочность массивных нерассланцованных серпентинитов имеет такой же порядок, как и прочность массивных магматических пород [322]. Однако прочность на сдвиг лизардит-хризотиловых серпентинитов, подвергшихся интенсивным тектоническим воздействиям, составляет около 1 бар (данные по массиву Нью-Идрия, Калифорния [101]). Пониженная прочность таких серпентинитов совместно с малой их плотностью позволяют считать, что при тектонических движениях в них относительно легко при низких напряжениях начинается пластическое течение, которое и приводит к возникновению серпентинитового меланжа. Таким образом, низкотемпературная гидратация массивных относительно прочных перидотитов с превращением их в рассланцованные серпентиниты с пониженной прочностью должна приводить к решительным изменениям формы и пространственного распределения первичных офиолитовых комплексов в складчатых зонах. Очевидно,

в целом возникновение серпентинитов в офиолитовых комплексах осуществляется в трех характерных обстановках: 1) в океанических условиях, особенно поблизости от трансформных разломов, 2) в процессе тектонического перемещения на окраины континентов и 3) как составная часть регионального метаморфизма в континентальных складчатых поясах. Источники воды могут фиксироваться отношениями стабильных изотопов, а эти данные позволяют считать, что серпентинизация представляет собой непрерывный процесс, осуществляющийся в присутствии метеорных, океанических или метаморфических вод.

2.2. Родингиты. В фанерозойских орогенных поясах в связи с серпентинитами широко проявляются метасоматические изменения пород различных типов [80, 81, 103, 104]. Этот метасоматоз связывается с процессом серпентинизации и тектонической историей становления и эволюции ультрабазитов (табл. 12). Метасоматозу подвергаются самые различные породы, например граувакки, габбро, базальты, граниты, дациты и глинистые сланцы. Первоначально такие метасоматически измененные основные породы назывались *родингитами* или *гранатизированными габбро, гранат-везувияновыми фельсами, скарнами и офиосферитами*. Со временем для обозначения этих пород начали устойчиво употреблять общее название «родингиты», которое и будет использовано как собирательный термин в настоящей работе.

Почти во всех проявлениях родингиты обладают сходными особенностями. Реакционные метасоматические зоны с участием родингитов встречаются лишь внутри серпентинитов или в контакте с ними и не наблюдались в несерпентинизированных ультраосновных породах или в пределах связанных с ними высокотемпературных контактовых ореолов. Родингиты развиваются за счет различных пород, ассоциирующихся с серпентинитами. Реакционные зоны с их участием возникают на контактах между тектоническими включениями, дайками, расслоенными основными породами, вмещающими породами и серпентинитами. Родингиты определенно вовлекались в тектонические движения, которые воздействовали и на серпентиниты. Синкинематическое брекчирование и милонитизация некоторых родингитов свидетельствуют о том, что метасоматоз мог сопровождаться деформацией. Все изменения химического состава, возникшие в родингитах в результате метасоматоза, имеют определенную тенденцию и ведут в конечном счете к образованию измененных пород одного и того же валового состава (табл. 13). Все родингиты недосыщены кремнеземом и обогащены кальцием и в меньшей мере магнием. Во многих родингитах, подвергшихся наиболее полному метасоматозу, зафиксированы следующие приблизительные молекулярные соотношения компонентов: $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \times$

$\times 2\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. В том случае, если родингиты образуются за счет кремнеземистых пород, например песчаников или гранитоидов, на удалении от контакта с серпентинитами в них часто присутствует ядро или зона, сложенные преимущественно вторичным полевым шпатом. В серпентинитах на контакте с родингитами развиваются зоны хлорита и нефрита. Родингиты представляют собой мелкие локальные проявления метасоматоза и не связаны с региональным метасоматозом. Локальные зоны изменения с участием родингитов в иных геологических обстановках, помимо офиолитовых комплексов, пока не отмечались.

Таблица 13

Химический состав типичных родингитов офиолитовых ассоциаций, вес. %

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	40,2	43,2	41,4	36,52
Al ₂ O ₃	10,5	8,6	21,6	15,12
Fe ₂ O ₃	12,2*	11,8*	1,1	10,22
FeO	Не опр.	Не опр.	2,3	0,25
MgO	3,1	5,7	1,5	0,17
CaO	32,7	27,9	31,4	35,42
Na ₂ O	0,07	0,21	0,2	—
H ₂ O ⁺	0,76	1,5	—	0,15
H ₂ O ⁻	0,10	0,15	—	0,12
CO ₂	0,01	0,03	—	—
TiO ₂	0,56	0,63	0,1	0,92
MnO	0,15	0,22	0,2	—
Сумма	100,35	99,94	100,5	100,13
Уд. вес	3,59	3,44	—	—

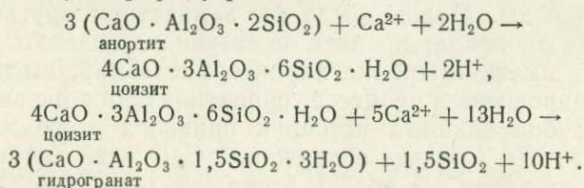
* Суммарное железо, определенное в виде окиси. 1. Дорожный карьер близ Юрики, Орегон, метагаббро [81]. 2. Иллинойс-Ривер, Орегон, метагаббро [81]. 3. Балангеро, близ Турина, Италия, метаосадочная порода [104]. 4. Теста-Савара, близ Ланцо, Италия, метагаббро [103].

Очень характерен для родингитов гидрогранат, который обычно ассоциируется с везувианом, диопсидом, пренитом, кснотлитом, волластонитом, хлоритом, сфеном и тремолит-актинолитом (нефритом). Перечисленная ассоциация возникает в случаях метасоматических изменений основных магматических

пород. При изменении более кремнеземистых пород в результате метасоматоза обычно появляются коснотлит, альбит, калиевый полевой шпат и волокнистый актинолит.

Изменения химического состава в процессе родингитизации в различных породах приводят к сходным результатам, так что исходный субстрат очень мало влияет на состав конечного продукта метасоматоза [81] (рис. 41). При изменении пород, в которых изначально присутствовали значительные количества кремнезема и щелочей, на удалении от зоны реакции в результате метасоматоза возникают участки, обогащенные альбитом или калиевым полевым шпатом. В реакционной зоне как магматические, так и осадочные породы в результате метасоматоза обогащаются кальцием, а в некоторых случаях и магнием, что сопровождается явным выносом щелочей в сторону от контакта. Кроме того, по сравнению с первичными неизмененными породами в родингитовых метасоматитах почти всегда уменьшается содержание кремнезема. Важно подчеркнуть, что для измененных пород родингитового типа десилификацию и привнос кальция можно считать универсальным признаком (рис. 42).

Если допустить, что гранат возникает за счет первичного кальциевого плагиоклаза, а в результате разложения железомagneзиальных минералов образуются хлорит и актинолит, то можно будет записать серию реакций, приближенно отображающую химическую природу родингитового метасоматоза:



Эти реакции иллюстрируют характер метасоматоза, полному осуществлению которого способствует увеличение активности

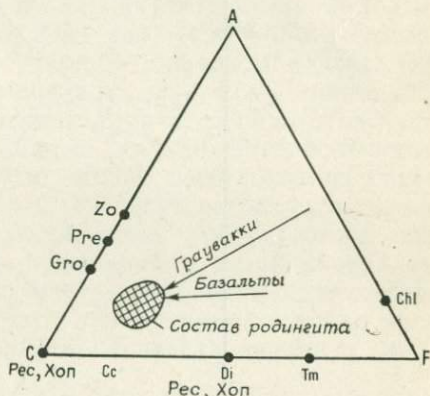


Рис. 41. ACF-диаграмма, на которой показано изменение состава базальтов и граувакк при кальциевом метасоматозе. Нанесены также фигуративные точки составов минералов, присутствующих в родингитах. Zo — цоизит; Pre — пренит; Gro — гроссуляр или гидрогранат; Pec — пектолит; Xop — ксонотлит; Cc — кальцит или арагонит; Di — диопсид; Tm — тремолит—актинолит; Chl — хлорит.

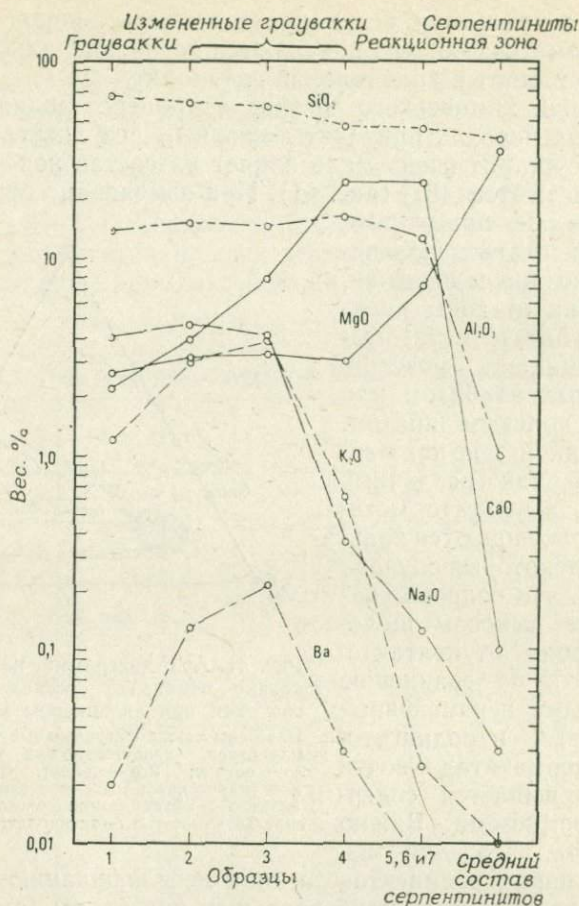


Рис. 42. Изменение химического состава в процессе родингитизации граувакк на контакте с серпентинитами, Кейп-Сент-Мартин, Калифорния.

По оси абсцисс дана последовательность расположения образцов без учета расстояний между ними [81]. Масштаб полулогарифмический.

кальция и воды. Можно было бы записать и другие реакции с участием диопсида, пренита и везувiana, однако они в общем будут иметь такой же характер. Кальций, высвобождающийся из пироксена в процессе серпентинизации, очевидно, представляет собой главный источник привноса этого компонента в метасоматиты. Среднее содержание CaO в 23 анализах перидотитов составляет 3,5 вес.%, а среднее из 19 анализов дунитов — 0,75 вес. % [318]. В то же время среднее содержание CaO в 26 проанализированных образцах серпентинита составляет

лишь 0,08 вес. % [140]. Эти данные подкрепляют представление о том, что кальций, привносимый в метасоматиты, высвобождается в процессе серпентинизации гипербазитов.

Высвобождение кальция в процессе серпентинизации подтверждается также наличием на частично серпентинизированных перидотитах источников с водами, обогащенными гидроокисью кальция [23, 24, 25]. У устья этих небольших источников с малым дебитом образуются скопления травертина. Воды их относятся к кальциево-гидроокисному типу ($\text{Ca}^{2+}-\text{OH}^-$) с очень высокой величиной рН (11+) (табл. 14). Барнс и О'Нейл [24] пришли к следующему заключению в связи с изучением этих источников: «В процессе серпентинизации из перидотитов и дунитов удаляются СаО и другие малые примеси. Воды всех источников этого типа пересыщены Ca^{2+} и OH^- по отношению к диопсиду и тремолиту. Воды типа $\text{Ca}^{2+}-\text{OH}^-$, вероятно, несовместимы с минералами пород, окружающих ультрабазиты, или, иначе говоря, недосыщены по отношению к этим минералам. Учет таких вод может способствовать объяснению происхождения метасоматитов (родингитов). Эти метасоматические зоны могут быть сопряженным продуктом серпентинизации и иметь

Таблица 14

Химический состав вод типа $\text{Ca}^{2+}-\text{OH}^-$ источников, выходящих на перидотитах, мг/л

	1	2	3	4	5
рН	11,54	11,77	11,25	11,3	11,5
T, °C	20	18	31	28	25
Ca^{2+}	40	53	35	120	60
Mg^{2+}	0,3	0,3	0,1	0,2	0,1
Na^+	19	50	33	110	230
K^+	1,1	1,2	2,3	6	8
Cl^-	63	55	19	170	280
SO_4^{2-}	0,4	0	0	4,8	8,6
SiO_2	0,4	0,3	5,9	0,2	0,1
OH^- (выч.)	42,8	62,3	50,5	47,8	60,6
Li^+	—	0,02	0,02	0,02	0,01

Месторасположение источников, для которых приведены анализы: 1. Перидотитовый массив, хр. Барроу, Калифорния [24]. 2. Перидотитовый массив Кейздера, Калифорния [24]. 3. Перидотитовый массив Ред-Маунтин, Калифорния [24]. 4. Офиолитовый комплекс Семаил, Оман (неопубликованные данные Геологической службы США). 5. Там же.

диагностический характер для ультраосновных пород и их состояния в процессе становления».

Тектоническая природа некоторых контактов серпентинитов и ассоциирующихся с ними низкотемпературных реакционных зон (родингиты), несомненно, указывает на то, что становление ультраосновных составных частей офиолитов совпадало с крупными тектоническими движениями [81, 103]. Широкое распространение родингитов в рассланцованных серпентинитах и серпентинитовом меланже свидетельствует о том, что кальциевый метасоматоз представляет собой нормальный процесс, сопряженный с серпентинизацией. Повсеместное присутствие кальций-гидроокисных вод в серпентинизированных перидотитах можно объяснить, исходя из очень сходных реакций, осуществляющихся при образовании цемента. Не исключено, таким образом, что во всех случаях, когда эти кальций-гидроокисные воды поступают в породы с более высоким содержанием кремнезема, чем перидотиты ($\sim 45\% \text{SiO}_2$), там неизбежно начинаются реакции с образованием известково-силикатных минералов. Такими изменяющимися породами могут быть как вмещающие породы, так и включения в перидотитах экзо- или эндогенной природы. Важно, следовательно, усвоить, что «родингиты» представляют собой побочный продукт процесса серпентинизации, а отнюдь не возникали как высокотемпературные контактовые образования, связанные с ранними магматическими этапами истории офиолитов.

2.3. Гидротермальный метаморфизм. Большая часть основных пород офиолитовых ассоциаций претерпела «спилитовый» метаморфизм, который чрезвычайно характерен и однородно проявляется в верхних частях офиолитовых комплексов [152, 362]. Распределение минеральных ассоциаций свидетельствует об увеличивающемся к низу термическом градиенте, что подчеркивается переходом от цеолитовой к зеленосланцевой фации, а вероятно, также и к низким ступеням амфиболитовой фации (табл. 12). Этот гидротермальный метаморфизм, очевидно, проявляется ограниченно в пределах комплексов подушечных лав, параллельных даек и в верхней части габброидов. Видимые границы в метаморфической зональности располагаются субпараллельно первичным горизонтальным слоям в пределах структурных частей офиолитовых массивов [152]. Метаморфизованные основные породы сохраняют свои первичные магматические структуры, и в них лишь локально проявляется рассланцевание. Подобное пространственное проявление этого гидротермального метаморфизма с явным ограничением снизу внутри габброидов свидетельствует о том, что он обусловлен циркуляцией горячих вод. Очевидно, затухание метаморфизма в габброидах связано с малой проницаемостью этих пород.

Если допустить, что большинство офиолитов формировалось в центрах спрединга океанического дна, перекрытых толщей морской воды, и что после становления этих комплексов здесь сохранился высокий тепловой поток, то можно показать вероятность возникновения подводных геотермальных систем, способных обусловить метаморфизм рассматриваемого типа [362]. По обе стороны от современных центров спрединга располагаются симметрично области с высоким тепловым потоком [236], при этом в осевой части срединно-океанического хребта геотермические градиенты колеблются от 500 до 1400°C/км [65, 362]. По обе стороны от оси хребта величина потока, видимо, значительно колеблется, но тем не менее предполагается, что в пределах интервала до 100 км от оси сохраняются термические градиенты порядка 150°C/км.

Прикладные следствия из этой ситуации были рассмотрены Спонером и Файфом [362]: «Поскольку геометрические системы, вероятно, существуют во всех срединно-океанических хребтах, становится ясным, что между океанической корой и морскими стодами может происходить интенсивное взаимодействие. Масштабы этого процесса можно оценить при рассмотрении вероятного теплопереноса. По современным оценкам [113], в системе срединно-океанических хребтов в настоящее время к поверхности поступает около 12,5 км³/год базальтового материала. Предполагается, что примерно 7—10 км³ базальтовой магмы образуют интрузии под относительно маломощной покрывкой эффузивов. Тепло, выделяемое этими интрузивами, может передаваться к океаническому дну посредством конвекции. При охлаждении 1 км³ базальтовой магмы ($3 \cdot 10^{15}$ г) от 1200 до 300°C высвобождается тепло, которое складывается из скрытой теплоты кристаллизации ($\sim 3 \cdot 10^{17}$ кал) и теплоемкости ($\sim 7 \times 10^{17}$ кал) и в целом составляет около 10^{18} кал. Для нагревания 1 км³ морской воды до 300°C требуется около $3 \cdot 10^{17}$ кал. Следовательно, 1 км³ охлаждающейся базальтовой магмы может нагреть 3 км³ морской воды до 300°C. Этот процесс должен осуществляться в очень крупных масштабах и играть важную роль при формировании океанической коры».

Таким образом, представляется неизбежным, что новообразованная океаническая кора, возникающая в зоне спрединга хребтов, будет претерпевать гидротермальный метаморфизм. Распределение и ступени метаморфизма должны контролироваться циркуляцией морской воды и термическим градиентом. Характер проявления термального метаморфизма в континентальных офиолитовых комплексах восточной части Лигурии, Италия [362], Кипра [152] и Омана (Колман, неопубликованные данные) во многом похож на предполагаемый метаморфизм около срединно-океанических хребтов. Во всех этих комплексах в верхних

частях разреза развиты ассоциации цеолитовой фации, сменяющиеся вниз парагенезисами фации зеленых сланцев, тогда как в верхней части комплекса расслоенных габброидов гидротермальные изменения затухают (рис. 44). Обычно метаморфические ассоциации в верхней части габброидов относятся к низким

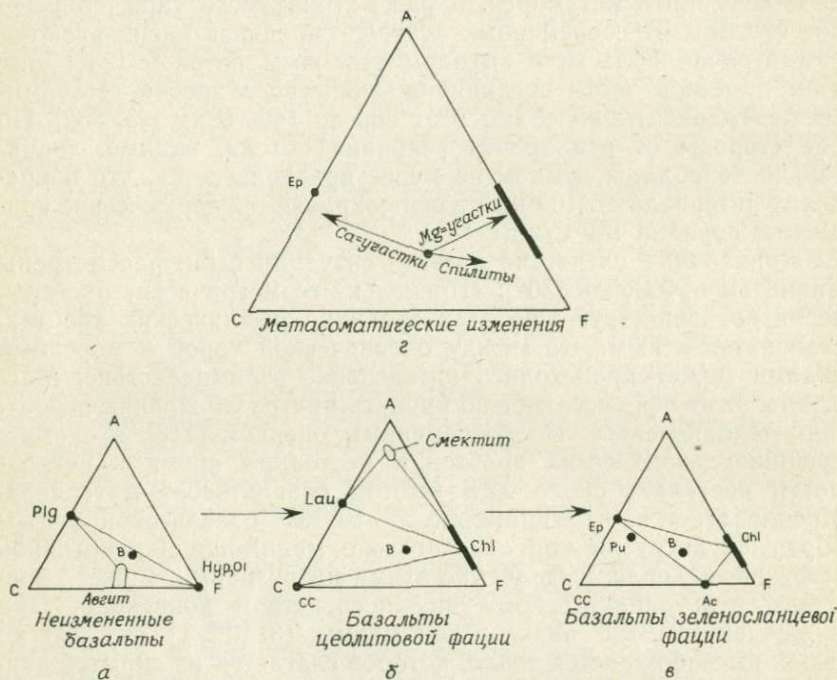


Рис. 43. Последовательность изменения минеральных ассоциаций базальтов (а) при гидротермальных изменениях под воздействием разогретых морских вод с кристаллизацией ассоциаций цеолитовой (б) и зеленосланцевой (в) метаморфических фаций.

В треугольнике (а) отображены тенденции метасоматических изменений валового состава базальтов. Темные кружки — средний состав базальтов. Plg — плагноклаз; Нур — гиперстен; Ol — оливин; Lau — ломонтит; CC — карбонат; Chl — хлорит; Ep — эпидот; Pu — пумпеллит; Ac — актинолит.

ступеням амфиболитовой фации, и это позволяет считать, что здесь существовали температуры порядка 500°C [428]. Вертикальная мощность проявления гидротермального метаморфизма в офиолитах Омана и Кипра составляет 2 и 3,2 км соответственно. Следовательно, при максимальной температуре метаморфизма 500°C термические градиенты, существовавшие в этом комплексе, можно оценить величинами от 150 до 250°C/км. Такие большие термические градиенты лучше всего объясняются циркуляцией горячих морских вод в пределах нескольких

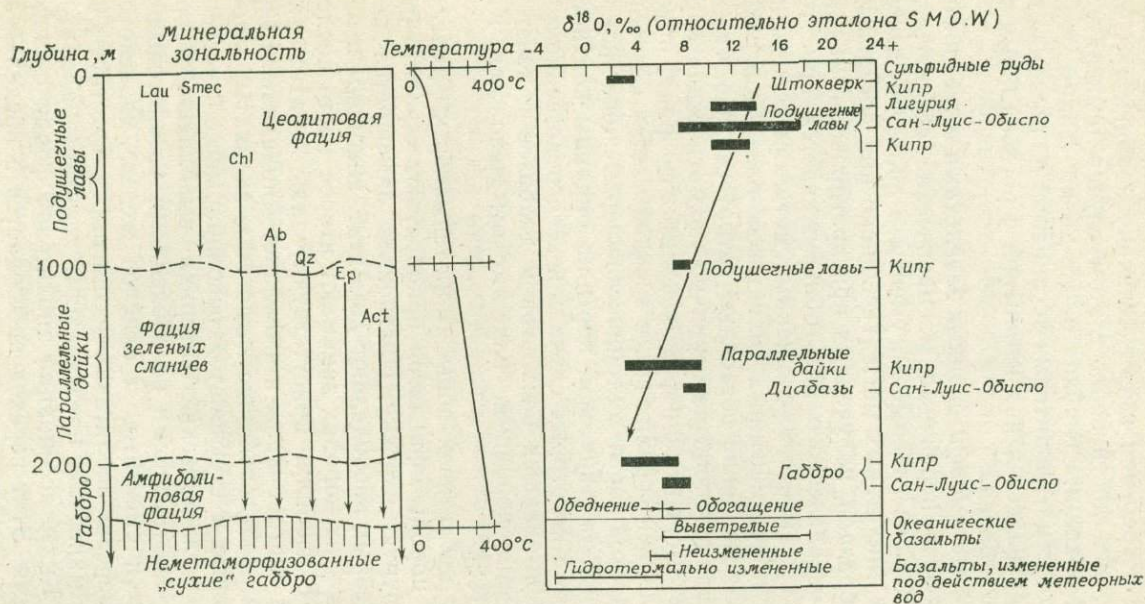


Рис. 44. Схема вертикальной зональности в идеализированном полном разрезе офиолитовой ассоциации, претерпевшей гидротермальный метаморфизм.

Принят термический градиент 150°C/км. Величины $\delta^{18}O$ взяты из работ [361, 176, 249]. Lau — ломонтит; Smec — смектит; Chl — хлорит; Ab — альбит; Qz — кварц; Ep — эпидот; Act — актинолит.

верхних километров новообразованной океанической коры около центров спрединга. Термические градиенты при региональном метаморфизме погребения имеют величину порядка $15^{\circ}\text{C}/\text{км}$, и, следовательно, для достижения в этом случае температур порядка 400°C необходима глубина около 25 км. Таким образом, известные мощности офиолитовых ассоциаций не позволяют связывать наблюдающиеся в них изменения с региональным метаморфизмом погребения.

В термально метаморфизованных базальтах и диабазах офиолитов сохраняются первичные магматические структуры. На этом факте основаны главные аргументы в пользу существования первичных спилитовых магм [7]. Однако при детальном исследовании образцов, полученных при драгировании и подводном бурении океанического дна, обнаруживается присутствие как пород типа «спилитов», сложенных метаморфическими минералами, так и неизменных толеитовых базальтов [262, 64, 279, 271]. Эти соотношения позволяют автору считать, что «спилиты» представляют собой не первично магматические породы, а продукты метаморфизма пород офиолитового ряда, обусловленного циркуляцией горячих вод в верхних частях новообразованной океанической коры. Тектоническое перемещение покровов такой измененной океанической коры на окраины континентов будет приводить в некоторых случаях к непосредственному контакту метаморфизованных базальтов и диабазов с неизменными осадочными породами, как это отмечено для Кипра и Омана [326, 152].

В пределах цеолитовой зоны гидротермальных изменений магматические породы офиолитов приобретают серовато-бурую и красновато-бурую окраску. Плагноклаз замещается цеолитами, среди которых преобладают ломонтит, анальцит и натролит. Цеолиты в этих породах занимают второе место после полевых шпатов. В изобилии присутствуют также гематит и кальцит. Последний слагает жилы и выполняет миндалины. Широко представлены в цеолитовой зоне и слоистые силикаты, вероятно наиболее обильные в стекловатой основной массе измененных базальтов. Гиалокластический материал, выполняющий пространство между подушечными обособлениями базальтовых лав, изменен до смеси смектитов и окислов железа. В некоторых офиолитовых разрезах цеолитовые ассоциации отсутствуют и метаморфические минералы представлены хлоритом, альбитом и пумпеллиитом. Книзу ассоциации цеолитовой фации сменяются зеленосланцевыми. Этот переход наблюдается в пределах зоны мощностью 10—20 м и выражается макроскопически в изменении окраски до светлой зеленовато-голубой [152]. При этом смектиты сменяются хлоритом, а первичные магматические полевые шпаты замещаются альбитом. Очень характерно, что

магматический клинопироксен остается совершенно свежим в зонах цеолитовой фации и на низкой ступени зеленосланцевой фации. В зоне перехода от цеолитовой к зеленосланцевой фации уменьшается количество кальцита и гематита и, наоборот, появляются обильные эпидот и магнетит. В качестве наиболее широко представленного акцессорного минерала появляется сфен. Характерно также присутствие в основной массе пород кварца, сообщающего повышенную твердость породам фации зеленых сланцев. На еще более глубоких уровнях офиолитов, особенно в комплексе параллельных даек, появляется актинолит, развивающийся за счет клинопироксена. Таким образом, на глубине порядка 1 км ниже контакта подушечных лав и перекрывающих их осадков развивается типичная полная ассоциация зеленых сланцев: альбит, эпидот, актинолит, хлорит и сфен. В офиолитовых габброидах с уменьшением степени гидротермального метаморфизма увеличивается количество сохранившегося кальциевого плагиоклаза, который сосуществует с актинолитом и хлоритом. На этом уровне магматический клинопироксен интенсивно замещается актинолитом и хлоритом. Здесь уже редко встречаются альбит и эпидот. Мясиро и др. [279] предположили, что ассоциация кальциевого плагиоклаза и актинолита в породах Срединно-Атлантического хребта может соответствовать метаморфизму амфиболитовой фации. Очень большой термический градиент и характер зональности, выявленной в офиолитах, похожи на наблюдающиеся в измененных основных породах Рейкьявикского геотермического поля в Исландии [349]. Различие заключается в том, что гидротермальные изменения офиолитов одновременно проявляются в пределах обширных площадей, тогда как в геотермальном поле Рейкьявика они распространены локально и связаны с горячими источниками.

Гидротермальные изменения верхних частей офиолитовых ассоциаций осуществляются лишь в присутствии циркулирующих вод. Исходя из данных по континентальным офиолитам, можно полагать, что гидротермальные изменения распространялись на глубину порядка 2—3 км. Косвенные, но важные доказательства природы воды, участвующей в этом процессе, дает изучение геохимии изотопов кислорода [176, 361] (рис. 44). Эти данные позволяют полагать, что гидротермальные изменения происходили с участием морской воды. В результате гидротермального изменения под воздействием флюидов должны изменяться первичные соотношения изотопов магматических пород. Средняя величина $\delta^{18}\text{O}$ неизмененных базальтов обычно колеблется в пределах $+6 \pm 0,5\%$ [380]. В гидротермально измененных базитовых магматических породах континентов величина $\delta^{18}\text{O}$ смещается в сторону отрицательных значений и отражает обеднение этим

изотопом в результате взаимодействия пород с горячими водами метеорного происхождения [382, 381]. В отличие от этого гидротермально измененные офиолиты Средиземноморского региона обогащены ^{18}O по сравнению с неизмененными базальтами, и величина $\delta^{18}\text{O}$ в них достигает 7‰ [361]. Для измененных базальтов, поднятых со дна океана, установлено даже более значительное смещение $\delta^{18}\text{O}$ в сторону положительных величин, несмотря на то что фракционирование изотопов происходило здесь при низких температурах. Положительные величины $\delta^{18}\text{O}$ по мере движения вниз в офиолитовых комплексах уменьшаются, что соответствует увеличению температур метаморфизма с глубиной [361]. В целом данные по распределению стабильных изотопов свидетельствуют о том, что при гидротермальных изменениях офиолитов циркулировала преимущественно морская, а не метеорная вода. Присутствие морской воды в этой гидротермальной системе обеспечивало изменение офиолитов и в целом — большие масштабы взаимодействия базальтов и океанических вод. Признаки такого взаимодействия обнаруживаются в гидротермально измененных офиолитах в случае присутствия в пределах одного обнажения пород контрастного состава (рис. 43). Представляется, что изменения офиолитов наиболее ярко проявляются тремя способами: 1) при возникновении обогащенных кальцием участков мономинерального или биминерального эпидот-пумпеллитового состава, 2) в минеральном составе спилитов, в которых преобладают альбит, хлорит и силикаты кальция, и 3) в образовании обогащенных магнием участков, возникших при полном замещении вулканического стекла хлоритом. Такие же участки изменения различного состава обнаруживаются и в континентальных толщах, в которых присутствуют основные вулканиты, претерпевшие метаморфизм погребения [358, 218, 408]. В результате недавних экспериментальных работ [41] по взаимодействию подводных базальтов и океанической воды при 200°C и 500 бар была получена значительная информация о природе гидротермального изменения базальтов. Было установлено, что магний непрерывно извлекается из морской воды, за счет чего при раскristализации стекла базальтов образуются магниезальные хлориты или смектиты. В этих опытах кальций рано осаждался в виде CaSO_4 , но в целом продолжал накапливаться в морской воде. В условиях эксперимента из базальта выщелачивались такие тяжелые металлы, как Fe, Mn, Ni и Cu. Они могли концентрироваться во флюиде, и в конечном счете в результате такого процесса могли возникнуть рудообразующие растворы. Данные этих экспериментов позволяют, по крайней мере частично, объяснить возникновение участков изменения разного состава в офиолитах. Очевидно, ассоциация спилитов соответствует остаточной части базальта,

вступившего в реакцию с горячей морской водой (рис. 43, г). При этом обогащение натрием, вероятно, связано преимущественно не столько с привнесом этого элемента, сколько с удалением кальция и других компонентов. В тех же опытах было найдено, что калий интенсивно выщелачивается из базальта, тогда как содержание натрия в морской воде, взаимодействующей с базальтом, оставалось почти постоянным. Участки обогащения кальцием, например представленные эпидозитами, очевидно, фиксируют значительное перемещение кальция и алюминия в процессе гидротермального изменения. Важнейший результат воздействия морской воды связан с удалением из нее магния и образованием при низкой температуре смектитов (монтмориллонитоидов), а при высокой температуре — хлоритов. Гидротермальные рассолы, возникающие в результате изменения верхних 3 км океанической коры (офиолиты), должны иметь повышенные концентрации металлов, и за счет них внутри офиолитовых комплексов или на границе океанических вод и выходов на дне гидротермальных рассолов могут возникать рудные скопления. Последний случай иллюстрируется современным рудообразованием в Красном море [69]. Как уже отмечалось в предыдущих главах, гидротермальные изменения верхних частей офиолитовых ассоциаций должны в значительной степени изменять первичный химизм этих магматических пород. Таким образом, сопоставление различных серий магматитов внутри офиолитовых комплексов с неизменными вулканитами не может с определенностью осветить магматическую историю этих пород.

3. Внешний метаморфизм

3.1. Метаморфические ореолы. В основании нескольких крупных тектонических покровов офиолитов установлены маломощные зоны амфиболитов высокой степени метаморфизма [5, 424, 125]. С неофиолитовыми лерцолитовыми тектоническими массивами обычно ассоциируются гранулиты [229, 241, 242, 243, 296] (табл. 12). Эти соотношения в течение последних 50 лет интерпретировались по-разному, и разногласия по этому поводу существуют до сих пор [394, 388]. Ранние представления о механизме становления перидотитов основывались на концепции их внедрения в магматическом состоянии, а ассоциирующиеся с ними ореолы объяснялись контактово-метаморфическим воздействием на вмещающие породы горячей восходящей ультраосновной магмы [354, 247, 246]. При этом, однако, и тектонический способ становления перидотитов не отвергался полностью [206].

При рассмотрении всех этих соотношений важно было прежде всего разделить офиолитовые комплексы, ассоциирующиеся с амфиболитами, и неофиолитовые тектонические массивы

лерцолитов, ассоциирующиеся с гранулитами [296]. Неофиолитовые массивы лерцолитов — это недифференцированная мантия, расположенная под континентами, а ассоциирующиеся с ними гранулиты, вероятно, следует рассматривать как метаморфизованную нижнюю кору континентов. Становление этих массивов происходило в связи с глубинными разломами и начиналось с процесса диапиризма мантии в нижнюю часть континентальной коры [229, 241, 242, 243]. Мощность зон гранулитов, ассоциирующихся с лерцолитовыми массивами, обычно больше, чем можно было бы предположить для случая их образования при контактовом метаморфизме под воздействием восходящего твердого диапира перидотитов [241, 242, 243]. Конечное тектоническое становление перидотитов в земной коре исказило их первичные пространственные соотношения с гранулитами, и это не позволяет должным образом оценить истинные условия их образования. В тектонических массивах неофиолитовых лерцолитов присутствуют только перидотиты, тогда как в офиолитовых комплексах, кроме того, имеются габбро, диабазы и подушечные лавы, залегающие на перидотитах. В настоящем обзоре мы не будем касаться континентальных лерцолитов Николаса и Джексона [296].

Метаморфические ореолы, ассоциирующиеся с офиолитами, всегда располагаются в основании перидотитов и представлены узкими зонами мощностью обычно не более 500 м, сложенными амфиболитами. В метаморфических текстурах этих амфиболитов обнаруживаются признаки многофазной деформации и наблюдаются сланцеватость второй генерации и параллельность осей складок контакту между перидотитами и амфиболитами. Вместе с тем и внутри перидотитов текстуры субпараллельны этому контакту. Такие соотношения позволяют предполагать наложенную перекристаллизацию в процессе повторной фазы деформации амфиболитов. Важно подчеркнуть, что в рассматриваемых ореолах отсутствуют как первичные, так и вторичные структуры роговикового типа, которые характерны для обычных магматических контактов в статической обстановке. На Ньюфаундленде установлена прогрессивная зональность с переходом от амфиболитов высокой ступени к ассоциациям фации зеленых сланцев в основании перидотитов [250, 424]. В данном случае приходится предполагать наличие очень высоких термических градиентов. В районе гор Клатат в северной Калифорнии вдоль основания ультрабазитового покрова Тринити прослеживается почти непрерывный узкий пояс ($35 \times 0,5$ км) гнейсовидных гранатсодержащих амфиболитов. Ранее эти породы рассматривались как контактово-метаморфические, однако синкинематическая деформация, зафиксированная в их текстурах, позволяет предполагать, что они возникли в процессе тектонического перемещения офио-

литов Тринити. Метаморфические ореолы далеко не всегда встречаются в основании офиолитов, часто в меланже, на котором покоятся офиолиты, имеются тектонические блоки амфиболитов [283, 326]. В серпентинитовом меланже Калифорнии и Орегона, представляющем собой расчлененную офиолитовую ассоциацию, часто присутствуют блоки неоднократно деформированных амфиболитов, похожих на описанные в контактовых ореолах Ньюфаундленда [92].

В узких контактовых ореолах, сложенных амфиболитами высокой ступени, в различных количествах присутствуют бурая роговая обманка, клинопироксен, гранат и кальциевый плагио-глаз. Обычно в пределах интервала 10—15 м от контакта породы сложены почти исключительно буро-зеленой роговой обманкой и кальциевым плагиоклазом, а на расстоянии около 500 м появляются минеральные ассоциации, типичные для фации зеленых сланцев. До настоящего времени для этих пород не имеется детального описания сосуществующих фаз метаморфизма, в связи с чем трудно сказать что-либо определенное относительно условий их формирования. Если допустить, что наивысшая ступень метаморфизма в таких ореолах соответствует примерно условиям метаморфизма, промежуточным между условиями формирования гранулитов и амфиболитов высокой ступени, то температуры формирования таких ореолов можно оценить примерно интервалом 600—700°C. Какие-либо надежные оценки давлений в момент их формирования в настоящее время невозможны.

Возникновение таких узких зон метаморфических пород в основании офиолитовых пластин представляется весьма значительным. Первичные породы этих узких ореолов трудно установить, поскольку в большинстве случаев офиолиты и ассоциирующиеся с ними базальные контактовые ореолы представляют собой тектонически перемещенные блоки, покоящиеся на неметаморфизованных породах или меланже. Уильямс и Смит [424] высказали предположение, что ореол в Ньюфаундленде развивался по фрагментарным базитовым вулканитам, формировавшимся на окраине континента. Эти авторы отмечали явную прогрессивную зональность в сторону от контакта с гипербазитами, выражающуюся в смене амфиболитов в конечном счете очень слабо метаморфизованными основными вулканитами. Необходимо, однако, отметить, что многофазная деформация пород высокой ступени из ореола в Ньюфаундленде никак не проявилась в подстилающих мафических вулканитах; следовательно, можно предположить, что породы высокой ступени метаморфизма и слабо измененные образования разделены пологим разломом. В Омане амфиболиты высокой ступени в ореоле постепенно сменяются вниз метакремнями и метаморфизованными глини-

стыми сланцами. И в этом случае многофазная деформация амфиболитов в подстилающих слабо метаморфизованных осадочных породах не проявляется. Следовательно, между последними и амфиболитами может существовать пока не установленный перерыв. Таким образом, представляется, что несомненные ореолы офиолитовых комплексов имеют мощность не более 10—20 м и сложены амфиболитами высокой ступени. Эти ореолы приурочены к деформированному основанию перидотитов [5].

Узкие зоны амфиболитов в основании офиолитовых комплексов, несомненно, связаны с тектоническим перемещением офиолитов из океанической обстановки на окраины континентов или в районы островных дуг. Вероятно, наиболее правдоподобным является механизм возникновения этих своеобразных контактовых ореолов, предположенный Уильямсом и Смитом [424]: «Исходя из приведенных выше фактов, должно быть ясно, что контактовые ореолы гипербазитовых тел запада Ньюфаундленда нельзя рассматривать как роговики типичного интрузивного контакта. В особенности подобной интерпретации противоречат такие характеристики, как очень однородная и небольшая мощность, постоянство петрографического состава, а также своеобразные структуры и текстуры слагающих пород. Наиболее правдоподобно, что эти соотношения в соответствии с моделью тектоники плит развились в результате обдукции океанической коры и мантии на континентальную окраину. Согласно этой модели, супракрустальные породы были перекрыты субгоризонтальным покровом, сложенным породами океанической коры и мантии, отторгнутым под большим напряжением на уровне, который примерно соответствует мощности ультрабазитовой толщи офиолитов. В случае западного Ньюфаундленда срыв произошел на глубине от 3 до 6 км внутри мантии. Следовательно, рассматриваемый ореол представляет собой динамотермальный контактовый ореол, который приобрел структурный стиль и метаморфическую зональность на ранних стадиях непрерывного или, возможно, прерывистого проталкивания тектонического блока. Вслед за образованием ореола офиолитовая пластина переместилась по нижнему структурному основанию совместно с этим ореолом, который играл роль структурного «подпятника», «приваренного» к базальным перидотитам. В дальнейшем транспортировка осуществлялась преимущественно в холодном состоянии по механизму гравитационного скольжения. Одновременно формировались характерные зоны меланжа вдоль всего пакета перемещавшихся на запад покровов Ньюфаундленда, где в конечном счете произошло их столкновение». В этой модели, предложенной Уильямсом и Смитом, подразумевается отщепление пластины мантии на относительно небольшой глубине, где высокий

тепловой поток способствовал формированию тонких пластин океанической коры. Тепло, необходимое для образования мало-мощного высокотемпературного ореола, вероятно, дополнительно поступало за счет теплоты трения, возникавшей в ходе обдукции [76, 75]. Отсутствие амфиболитовых ореолов в основании некоторых офиолитовых массивов можно связать со становлением холодных пластин, как это, например, имеет место в Папуа [109]. В этом случае в базальном контакте офиолитов присутствуют граувакки, перекристаллизованные с образованием минеральных ассоциаций глаукофановых сланцев высокого давления.

Ошибочные суждения возникают также в том случае, когда габброидные части офиолитовых комплексов претерпели метаморфизм и приобрели облик амфиболитов, которые рассматриваются как породы контактовых ореолов [394, 388, 392, 197, 233]. Иногда ассоциацию гипербазитов и амфиболитов высокой степени рассматривают как сочетание тектонических чешуй регионально метаморфизованных амфиболитов нижней коры и наджитых на окраины континентов более молодых по возрасту холодных офиолитовых пластин [89]. Взаимное наложение тектонических чешуй, а также тектоническая транспортировка офиолитовых пластин внутри складчатых зон континентальных окраин крайне осложняют интерпретацию первичных геологических соотношений, существовавших в процессе образования описываемых ореолов. В следующем разделе детальнее рассматриваются соотношения офиолитов с метаморфизмом континентальных окраин.

3.2. Метаморфизм континентальных окраин. Почти вся океаническая литосфера, генерирующаяся в раздвигающихся хребтах, в конечном счете поступает к участкам соприкосновения плит. Здесь она нарушается в результате поддвижения под континентальную плиту и в конечном счете погружается в астеносферу. Однако при столкновении плит возникают такие тектонические ситуации, при которых осколки океанической литосферы (офиолиты) надвигаются на окраины континентов или вдвигаются в их краевые части. Реология процессов, происходящих при столкновении плит, в настоящее время неясна, и, вероятно, гораздо большее значение имеют признаки асимметрии на границе плит. Асимметрия обуславливает полярный характер проявления тектонических, метаморфических и магматических процессов [122, 166, 135]. В настоящем разделе внешний метаморфизм офиолитов будет рассмотрен в аспекте возможных *PT*-режимов в участке столкновения плит (табл. 12). На окраинах континентов, в островных дугах или складчатых зонах, развивающихся при столкновении двух континентальных блоков, возникают характерные метаморфические пояса. В последнем случае такие

пояса одиночны [273], тогда как в двух предыдущих возникают парные пояса [270, 135]. Концепция парных метаморфических поясов Миясиро [270] получила дальнейшее развитие в работе Эрнста [135], в которой обсуждается взаимодействие тектонических движений при субдукции и вычисленного теплового потока, а также данные экспериментальной петрологии и предпо-

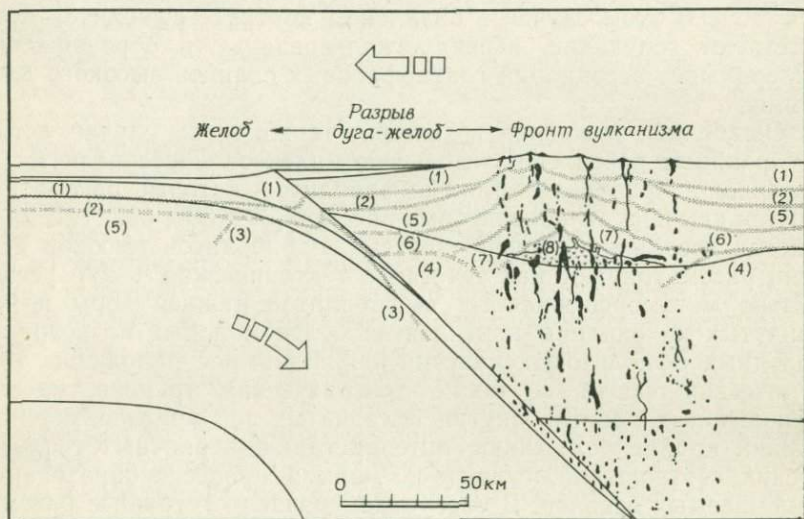


Рис. 45. Схема пространственного распределения метаморфических фаций в земной коре в зоне активного столкновения плит.

Цифрами обозначены поля условий петрогенетической решетки рис. 46 с термическим режимом по Эрнсту [135]. Поскольку схема отражает соотношения в двумерном пространстве давление-температура, границы метаморфических фаций соответствуют не линиям, а полосам. Метаморфические фации: 1 — цеолитовая; 2 — пренит-пумпеллиитовая; 3 — фация голубых сланцев; 4 — эклогитовая; 5 — фация зеленых сланцев; 6 — амфиболитовая низкой ступени; 7 — амфиболитовая высокой ступени; 8 — гранулитовая.

лагаемые для этой ситуации геологические процессы. Все это привело к созданию трехмерной модели распределения метаморфических фаций в области границ сталкивающихся плит (рис. 45). Исходя из этой модели, рассмотрим структурные обстановки, в которых может претерпевать метаморфизм океаническая литосфера (офиолиты). При этом следует иметь в виду, что отделение или транспортировка блоков океанической литосферы могут происходить одновременно с процессом метаморфизма пород, окружающих блоки на месте современного залегания или после их перемещения. Рис. 45 позволяет оценить различные *PT*-режимы, которые накладываются на океаническую литосферу при столкновении с окраинами континентов. В холодной погружающейся пластине океанической литосферы изотермы

изгибаются вниз, но давление в процессе субдукции быстро возрастает. Таким образом, офиолиты должны претерпевать прогрессивный метаморфизм в серии фаций цеолитовая — пренит-пумпеллитовая — глаукофановая (рис. 46). Следовательно, в процессе субдукции в верхней части океанической плиты проявляется низкотемпературный глаукофановый (голубосланцевый)

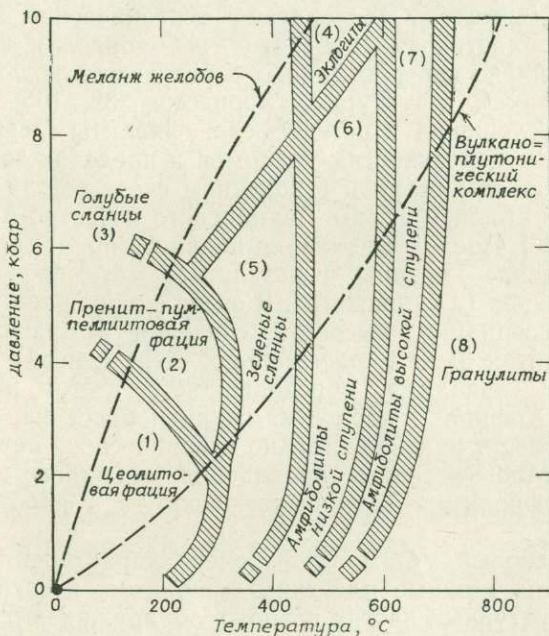


Рис. 46. Схема петрогенетической решетки для пород обычного состава, построенная с учетом экспериментальных данных и материалов по распределению изотопов кислорода [134].

метаморфизм высоких давлений. До настоящего времени не обнаружены настолько хорошо сохранившиеся пластины океанической коры, в которых удалось бы наблюдать проявления глаукофанового метаморфизма во всей его стратиграфической последовательности. Описаны многочисленные расчлененные части офиолитов, претерпевших глаукофановый метаморфизм, однако они в настоящее время обнаруживаются в блоках тектонического меланжа или в зонах сильно деформированных тектонических покровов.

Вероятно, наиболее крупным районом выходов океанической литосферы, испытавшей глаукофановый метаморфизм в результате субдукции, является область развития офиолитов Цер-

матт—Сасс в Пьемонтской зоне Западных Альп [134, 105]. В Пьемонтском трое в течение юры формировалась океаническая кора (офиолиты Церматт—Сасс). В результате субдукции этой океанической коры в позднемеловое время (70—90 млн. лет назад) в офиолитах развились минеральные ассоциации, отвечающие метаморфизму высоких давлений и низких температур и представленные голубыми сланцами и эклогитами [29, 30, 31]. Офиолиты Церматт—Сасс слагают тектонический покров, состоящий из пластин ультрабазитов, габброидов и подушечных лав, очень сильно переработанных в результате воздействия метаморфических и структурных процессов [32, 105]. Сохранившиеся от поглощения в астеносфере офиолиты Церматт—Сасс по наклонным поверхностям разломов в пределах зоны субдукции были подняты вверх и в конечном счете вошли в качестве тектонических блоков в зоны Пеннинского и Австро-Альпийского надвигов [106]. После становления надвигов произошло дальнейшее усложнение картины в результате метаморфизма фации зеленых сланцев (альпийского). В связи с этим ранние метаморфические ассоциации высокого давления и низких температур в офиолитах были в значительной мере и неоднородно преобразованы. Офиолиты, образовавшиеся в том же бассейне в пределах Апеннин в период замыкания бассейна, претерпели обдукцию и несут признаки только океанического метаморфизма [105, 361]. Многофазность проявлений альпийского метаморфизма в офиолитах Альп была раскрыта в работе Дитриха и др. [123].

Глаукофановый метаморфизм очень характерен для пород, подстилающих мощные пластины офиолитов, в сохранившихся верхних структурных частях которых обнаруживаются признаки лишь океанического метаморфизма. Такого рода соотношения установлены на Новой Гвинее и Новой Каледонии [85]. Предполагается, что в процессе становления таких офиолитовых пластин развивались избыточные тектонические давления, которые и приводили к глаукофановому метаморфизму подстилающих пород [85]. Было также показано, что под мощными надвинутыми пластинами голубые сланцы могут развиваться и не вследствие избыточных тектонических давлений, а в результате сильного нарушения регионального термического градиента. В тех случаях, когда мощность надвинутых пластин превышает 15 км, ниже их в условиях низких температур развиваются достаточно высокие литостатические давления, которые могут обусловить образование голубых сланцев. Именно такими соотношениями можно объяснить присутствие глаукофановых сланцев непосредственно под мощными пластинами офиолитов. Вместе с тем, как отмечалось в предыдущем разделе, с обдукцией офиолитов скорее следует связывать возникновение амфиболитов высокой сту-

пени, которые отражают метаморфизм высоких температур и низких давлений, а не образование глаукофановых сланцев.

Присутствие многочисленных тектонических блоков глаукофановых сланцев и эклогитов предположительно офиолитовой природы в Францисканском комплексе Калифорнии позволяет предполагать, что небольшие части субдуктирующих офиолитов избежали здесь погребения и были перемещены в участки меланжа окраин континента [92]. Примечательно, что здесь отсутствуют выходы литологически полных серий офиолитов, а также мелкие метаморфизованные обломки океанической коры, претерпевшие метаморфизм высоких давлений и низких температур, а затем тектонически транспортированные в серпентинитовый меланж [92]. Вместе с тем сами по себе серпентинизированные перидотиты, довольно широко распространенные в Францисканском комплексе, могли претерпевать глаукофановый метаморфизм, поскольку в них отсутствуют минералы, чувствительные к давлению; кроме того, нет критериев для оценки метаморфической эволюции этих пород. В целом объем офиолитового материала, претерпевшего метаморфизм высоких давлений и низких температур, составляет лишь небольшую часть объема Францисканских метаморфических толщ, и это позволяет предполагать, что такой материал отражает лишь случайные тектонические события в пределах длительно существовавших зон субдукции, в которых большая часть океанической коры погружалась в астеносферу.

Интересно отметить, что, за исключением офиолитов Церматт—Сасс и нескольких других небольших проявлений гипербазитов, остальная часть офиолитов альпийских складчатых зон, становление которых происходило в результате замыкания моря Тетис в позднем мезозое, не претерпела метаморфизма высоких давлений и низких температур. Можно сделать общий вывод, что комплексы офиолитов с полными разрезами в большинстве случаев обдуктировали на окраины континентов, избегая метаморфизма высоких давлений. Вместе с тем блоки океанической коры и мантии, включенные в меланжи желобов при случайных тектонических событиях на фоне общей субдукции, представлены поднятыми с глубин сильно расчлененными и претерпевшими метаморфизм высоких давлений породами.

Если мы теперь обратимся к области разрыва дуга—желоб и области вулканического фронта на окраинах континента (рис. 45), то обнаружим возможность проявления других режимов давления и температуры, которые могли воздействовать на офиолиты, уже включенные в окраины континента. Продвижение зоны субдукции в направлении моря или возникновение вулканоплутонических комплексов над крутопадающей зоной субдукции обеспечивают поступление тепла, необходимого для

реализации прогрессивной серии метаморфических фаций: цеолитовая → пренит-пумпеллитовая → зеленосланцевая → амфиболитовая. Таким образом, в этой ситуации офиолиты могут претерпевать метаморфизм высоких температур и низких давлений, характерный для высокотемпературной стороны парных метаморфических поясов Миясиро [270]. Устойчивая ассоциация амфиболитов с метаморфическими перидотитами и отсутствие глаукофановых сланцев в ядрах древних орогенов, возникавших на окраинах фанерозойских континентов, позволяют полагать, что офиолиты этих относительно древних складчатых зон могли претерпевать метаморфизм высоких температур и низких давлений.

В горах Клатат в северной части Калифорнии и на юге Орегона располагаются четыре самостоятельных пояса офиолитов, возраст которых последовательно уменьшается в сторону океана [207, 90]. В некоторых случаях метаморфические перидотиты района Клатат тесно ассоциируются с амфиболитами, в которых при внимательном изучении удается распознать метабазалты и метагаббро офиолитовых комплексов. Эти метаофиолиты по крутым тектоническим нарушениям приведены в соприкосновение с вулканическими породами островных дуг и осадками, которые претерпели изменения цеолитовой, зеленосланцевой или реже глаукофановой фаций метаморфизма. Проявление амфиболитовой фации высокой ступени в этих офиолитах свидетельствует о том, что они могли быть вовлечены в вулканоплутонический комплекс островной дуги, где они слагали фундамент. Очевидно, при продолжительном сжатии и образовании тектонических чешуй по окраинам континента проявляются и такие крутопадающие разломы, по которым осколки фундамента, сложенные метаофиолитами, приводятся в соприкосновение с осадками и вулканитами островных дуг, претерпевшими более слабый метаморфизм.

Хатчисон [197] описал полные разрезы офиолитов в поясе бухты Дарвел—Лабук—Палаван на севере Калимантана и на Филиппинах. Здесь он установил широкое проявление метаморфизма высоких температур и низких давлений, выражающееся в переходе от фации зеленых сланцев через амфиболитовую фацию высокой ступени до метаморфических перидотитов (рис. 47). Для этих пород характерны резко выраженные текстуры, возникающие при динамотермальном метаморфизме. По мнению Хатчисона, эти текстуры образовались при метаморфизме океанического дна. Однако представляется более вероятным, что все эти породы являются частью метаморфического пояса, образовавшегося под древней островной дугой в пределах моря Сулу в течение мезозоя. Затем в течение верхнемелового или раннетретичного времени на севере Калимантана в резуль-

гате обдукции на поверхность был выведен метаморфизованный фундамент этой дуги.

Аналогичные амфиболиты, образовавшиеся за счет метаморфизованных базальтов и габбро (офиолиты), описаны на острове

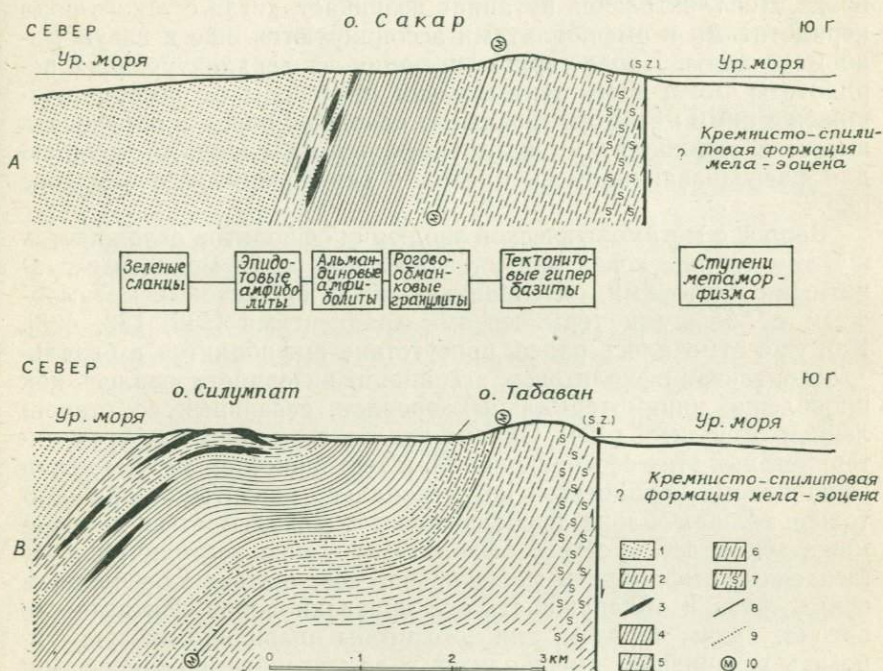


Рис. 47. Поперечные разрезы полной офиолитовой ассоциации в поясе бухты Дарвел—Лабук—Палаван в северной части Калимантана и на Филиппинах.

Разрезы построены на материалах, полученных при изучении выходов на островах бухты Дарвел (Табаван, Силумпат, Сакар). Верхний зеленокаменный слой перекрывается спилитовыми лавами за пределами разрезов. 1 — зеленокаменные породы (метабазальты); 2 — эпидиотовые амфиболиты — полосчатые метагаббро; 3 — амфиболитизированные долеритовые силлы; 4 — алмадиновые амфиболиты — полосчатые роговообманково-плагноклазовые гнейсы (метагаббро); 5 — роговообманковые гранулиты, пироксен-роговообманково-плагноклазовые гнейсы (метагаббро); 6 — гарцбургиты, перидотиты и дуниты с тектонитовыми текстурами; 7 — серпентинизированные гипербазиты; 8 — резкие согласные контакты; 9 — постепенные метаморфические границы; 10 — раздел Мохоровича; S. Z. — зона разлома [197].

Яп [347], на Соломоновых островах [77], в Пуэрто-Рико [401] и в Югославии [306]. Неоднократные проявления ассоциаций таких амфиболитов и метаморфических перидотитов представляют дальнейшую иллюстрацию общего метаморфизма офиолитов в пределах области с высоким тепловым потоком на окраинах континентов или в островных дугах. Важно подчеркнуть, что при метаморфизме подобного типа перидотиты остаются слабо

гидратированными, и в таком случае их невозможно по особенностям деформации или перекристаллизации отграничить от пород сходного состава, претерпевших метаморфизм высоких давлений и низких температур в относительно «сухой» обстановке. Дополнительная путаница возникает, когда с такого рода перидотитами и амфиболитами ассоциируются еще и глаукофановые сланцы. После серпентинизации на верхних уровнях перидотиты могут быть тектонически отчленены от ассоциирующихся с ними метаморфизованных основных пород и образовать вместе с амфиболитами и глаукофановыми сланцами трудную для распознавания смесь блоков в серпентинитовом меланже [92].

Вопрос о метаморфической эволюции офиолитов осложняется и в том случае, когда они инъецированы более молодыми гранитными плутонами, обуславливающими контактовый метаморфизм с большими термическими градиентами [136, 128, 403]. Как уже отмечалось ранее, присутствие амфиболитов в базальных контактах офиолитовых ассоциаций интерпретировалось как проявление динамотермальных ореолов, связанных со становлением офиолитов [424]. Однако вполне возможна и другая интерпретация этих соотношений. При тектоническом перемещении офиолитовых перидотитов по регионально развитым амфиболитовым толщам блоки последних могут захватываться и перемещаться далее вместе с офиолитами. Такие тектонически отщепленные амфиболиты могут прочно соединяться с основанием перидотитов и обнаруживать все признаки пород контактового ореола. Таким образом, для того чтобы правильно интерпретировать ассоциацию амфиболитов с аллохтонными офиолитами, необходимы очень детальные исследования.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ В ОФИОЛИТАХ

1. Введение

Вероятно, один из наиболее важных аспектов новых теорий происхождения офиолитов — это возрождение интереса (1972—1975 гг.) рудодобывающих компаний к разработке стратиформных рудных тел в зонах массивных меденосных сульфидных руд, которые разрабатывались с поверхности и раньше, а в настоящее время определены как выдержанные проявления внутри офиолитовых поясов [350, 186, 195]. Стратиформный характер массивных сульфидных залежей и приуроченность их к разрезам подушечных лав офиолитовых ассоциаций, вероятно, свидетельствуют о том, что они образовались в океанических бассейнах и связаны с вулканогенными процессами, проявлявшимися в центрах спрединга океанического дна [350, 351, 127, 361]. На большой глубине внутри океанической коры под центрами спрединга в результате дифференциации базитовых и гипербазитовых магм возникают концентрации хромита, а также небольшие сульфидные тела. Конечно, эти рудопроявления отличаются от массивных сульфидных руд лавовых толщ, и в целом все рудопроявления офиолитов не следует смешивать с рудными месторождениями других генетических типов. В частности, ниже рассмотрены лишь массивные сульфидные руды, приуроченные к вулканической части офиолитовых комплексов.

Рассматриваемые рудные месторождения формировались в океанической обстановке, а затем совместно с вмещающими их блоками океанической коры тектонически размещались в складчатых поясах окраин континентов. Реконструкция общей стратиграфической последовательности океанической коры показывает, что здесь развиты (сверху вниз) вулканиты и ассоциирующиеся с ними металлоносные осадки, комплекс параллельных даек, а затем серия кумулятов, в основании которой обычно присутствуют метаморфические перидотиты. Эта схема позволяет грубо намечать направление поисков рудных месторождений в континентальных офиолитах. Распространение залежей сплошных сульфидных руд, видимо, ограничено эффузивами, тогда как в кумулятивных габбро возможно обнаружение лишь небольших концентраций сульфидов, а хромитовые месторождения приурочены к ультрабазитам офиолитов. До распространения идей тектоники плит геологам-рудникам не удалось создать какой-либо

общей модели, в которой нашли бы себе место их детальные наблюдения в отдельных рудных районах, характеризующихся проявлениями подводного вулканизма. В последние годы в ходе систематических разведочных работ в пределах разрезов подводных вулканитов офиолитовых комплексов были обнаружены новые крупные месторождения меди [186, 195].

В результате тектонической транспортировки и перемещения крупных пластин океанической коры на окраины континентов возникают также вторичные рудные месторождения, имеющие не менее важное значение, чем магматические и вулканогенные рудопроявления этих комплексов. При обнажении офиолитовых перидотитов в таких регионах, где проявляется тропическое выветривание, обычно образуются латериты, обогащенные никелем и железом, а при определенных условиях при серпентинизации перидотитов могут возникать месторождения асбеста. Ниже приводится общий обзор месторождений полезных ископаемых офиолитовых ассоциаций.

2. Массивные сульфидные руды

В толщах подушечных лав многих офиолитовых ассоциаций локализуются тела массивных сульфидных руд. Для этих рудопроявлений характерны некоторые общие особенности, в частности стратиформность с приуроченностью к определенным стратиграфическим горизонтам разреза вулканитов. Окружающие эти рудные тела вулканические породы подвергались типичным изменениям в результате гидротермального метаморфизма океанического дна, и тела сульфидов располагаются в породах, сложенных минеральными ассоциациями цеолитовой или зеленосланцевой метаморфических фаций, распределенными в соответствии с резкими термическими градиентами [152]. Почти все эти месторождения с поверхности перекрыты чехлом ярко окрашенных окислов и гидроокислов железа с примесью сульфатов, привлекавших внимание рудокопов еще в доисторические времена. На многих месторождениях сульфидных руд офиолитовых комплексов, особенно на Кипре и в Омане [27, 195], до настоящего времени сохранились остатки древних горных выработок. Радиоуглеродное датирование по остаткам древесного угля, найденным в некоторых из древних выработок, показало, что разработки здесь производились очень давно, иногда 2500 лет до н. э.

На Кипре массивные сульфидные руды приурочны к верхним частям нижней серии подушечных лав (см. раздел об офиолитах массива Троодос, Кипр), которая сложена преимущественно подушечными лавами с подчиненным количеством диабазовых даек. В тех случаях, когда удается наблюдать невыветрелые сульфидные руды, устанавливается, что они перекрываются охрами, обогащенными железом осадками, содержащими суль-

фиды, но с крайне незначительным количеством марганца [345, 95]. Эти железистые осадки очень похожи на металлоносные илы, выявленные в осевом прогибе Красного моря, которые образуются вдоль зоны современного спрединга Красного моря [40, 6, 17]. Нижняя серия подушечных лав согласно перекрывается верхней, которая рассматривается как толща эффузивов, возникшая уже на некотором удалении от осевой зоны и не содержащая массивных сульфидных руд [152]. В свою очередь верхняя толща подушечных лав несогласно перекрывается осадками формации Перапедхи раннемелового возраста. Базальный горизонт этой формации представлен железо-марганцевыми осадками (умбрами) с высокими содержаниями железа, марганца, мышьяка и меди. Умбры слагают прерывистые разобщенные линзы длиной до 100 м и мощностью до 5 м, которые приурочены к впадинам кровли верхней толщи подушечных лав [129, 333, 332]. Эти осадки похожи на отложения глубоководной впадины Бауэр в Тихом океане [9, 260] и, очевидно, не связаны с массивными сульфидными рудами, приуроченными к верхней части нижней лавовой толщи. Геологическое изучение массивных сульфидных руд Кипра показало, что они образовались после извержения нижней толщи подушечных лав, в условиях границы лава — морская вода до отложения верхней толщи подушечных лав. В Оманском комплексе офиолитов залежи массивных сульфидных руд концентрируются в верхних частях толщи подушечных лав [21]. Однако в отличие от Кипра эти руды располагаются не в кровле лавовой толщи, а без видимой закономерности в пределах верхних частей этой толщи. Здесь же с лавами переслаиваются маломощные линзы железистых осадков, похожих на охры Кипра. В этом случае, однако, железистые осадки явно не располагаются выше всех массивных сульфидных руд, как это имеет место на Кипре. Ассоциирующиеся с рудными залежами вулканические породы в лавовой толще Омана обнаруживают региональные изменения цеолитовой и зеленосланцевой метаморфических фаций. Отсутствуют какие-либо признаки того, что эти изменения как-то связаны и усиливаются близ залежей массивных сульфидных руд. Вскоре после становления Оманского комплекса офиолитов (около 85 млн. лет назад) он был деформирован и некоторые его части подверглись латеритному выветриванию, а затем были перекрыты мелководным маастрихтским морем, в котором отложились карбонатные осадки [165]. Распределение тел массивных сульфидных руд в пределах значительного интервала лавовой толщи, а не в ее кровле, как это имеет место на Кипре, свидетельствует о том, что сульфидные руды, а также железистые осадки в данном случае не были приурочены к какому-либо одному узкому стратиграфическому интервалу.

Залежь массивных сульфидных руд месторождения Йорк-Харбор в породах офиолитовой ассоциации Бей-оф-Айлендс приурочена к нижней группе вулканитов, претерпевшей большие изменения по сравнению с перекрывающими ее лавами [27]. В данном случае стратиграфический контроль сульфидной минерализации проявляется очень резко, поскольку все значительные скопления сульфидов приурочены лишь к нижней вулканической толще. Зеленосланцевый метаморфизм, проявившийся как в верхней, так и в нижней вулканической толще, вероятно, представляет собой результат гидротермальных изменений на океаническом дне [423]. На этом месторождении не установлены железистые осадки (охры), но в интерстициях подушечных лав верхней вулканической толщи присутствуют красноцветные кремни, очевидно представляющие собой пелагический осадок, связанный с вулканизмом. На Ньюфаундленде близ комплекса Бей-оф-Айлендс, в районе Беттс-Коув, массивные сульфидные руды приурочены к кровле комплекса параллельных даек и локализуются в подушечных лавах [407]. Очевидно, здесь сульфидное рудообразование происходило на более ранних стадиях подводного вулканизма по сравнению с офиолитами Кипра.

В офиолитах итальянских Апеннин массивные сульфидные руды локализуются в подушечных лавах непосредственно над непрерывными разрезами диабазов, представленных пластовыми телами или линзами [186]. И в этом районе отмечен интенсивный гидротермальный метаморфизм океанического дна, который проявляется как в подушечных лавах, так и в диабазах [362]. В кремнистых осадках, непосредственно перекрывающих базальты офиолитов Апеннин, обычно присутствуют обогащенные металлом прослойки (умбры). Эти умбры почти идентичны описанным на Кипре и, вероятно, образовались в процессе гидротермальной деятельности в осевых зонах спрединга океанического дна [43].



Аналогичные массивные сульфидные рудные залежи описаны в палеозойских офиолитовых комплексах юго-восточной Японии, в подушечных лавах мелового—палеогенового возраста на Филиппинах, в палеозойских поясах Урала, СССР, и в офиолитах Турции [350]. Интересно отметить, что колчеданные залежи пока не установлены во многих палеозойских—мезозойских офиолитовых поясах обрамления Тихого океана. Возможно, это объясняется отсутствием должных поисковых работ, а также тем, что в этих регионах, вероятно, плохо развиты железные шляпы.

Все фанерозойские офиолитовые массивные сульфидные руды (колчеданные) состоят преимущественно из пирита (>95%) с заметной примесью халькопирита, сфалерита, марказита и лишь незначительными количествами пирротина, галенита, золота и серебра. В качестве нерудных жильных мине-

ралов обычно присутствуют кварц, гипс, хлорит и различные сульфаты. В пределах основных частей колчеданных залежей часто обнаруживается осадочная слоистость и колломорфные текстуры, позволяющие предполагать первично-осадочное происхождение сульфидного вещества. Эти первичные текстуры нередко весьма характерно нарушены брекчированием и явлениями оползания. Возникающие при этом пустоты и трещинки обычно выполнены халькопиритом. Частично халькопирит присутствует в виде включений в пирите, но в основном он отлагался позднее этого минерала. Обычно под телами колчеданных руд располагается зона брекчирования лав, причем в цементе таких брекчий присутствуют кварц и пирит. В этих зонах вулканические породы сильно изменены (пропилитизированы) и все железомagneзиальные минералы замещены пиритом. Это позволяет предполагать, что такого рода брекчиевые зоны представляют собой подводные каналы для циркулирующих рудообразующих рассолов [94, 95, 345]. На рис. 48 приводится обобщенная схема разреза месторождений колчеданных руд Кипра, на которой показаны зоны, выделенные при эксплуатационных работах. Такого рода документация по другим колчеданным месторождениям была недоступна автору, но, судя по их общим описаниям, на всех колчеданных месторождениях наблюдаются близкие соотношения.

Какие-либо убедительные признаки интенсивного метасоматоза при образовании колчеданных руд офиолитов отсутствуют, и в настоящее время, по-видимому, существует единое мнение о том, что эти стратиформные сульфидные тела представляют собой гидротермальные осадки, выпавшие из металлонесных обогащенных сульфидами растворов, и образовались на границе базальтовых лав и соленых морских вод [350, 351, 95, 43]. Явный контроль распределения колчеданных залежей тектоническими разломами, установленный на месторождениях Кипра и Омана, может свидетельствовать о локализации гидротермальных рассолов в благоприятных для миграции зонах. В большинстве случаев такие разломы не проникают вверх в несогласно перекрывающие морские осадки, и это, очевидно, свидетельствует о том, что они возникли в океанической обстановке после образования толщ вулканитов непосредственно в центрах спрединга океанического дна [152] (рис. 49).

Согласно Спонеру и Файфу [362], при образовании месторождений массивных колчеданных руд наблюдается такая последовательность событий: «Подводящую брекчированную зону можно интерпретировать как участок, в пределах которого из гидротермальных растворов длительное время отлагалось рудное вещество. Растворы перемещались сквозь эту зону к участкам разгрузки геотермальной системы на поверхности

Способ образования	Способ отложения	Тип руды	Колонка	Рудные зоны	Минералогическая характеристика	Тип минерализации	Минералы (кроме пирита)	Состав руд, вес. %	
								S	Cu
Осадочный	Осадочно-эксгалационный	Железистые илы с сульфидами		Послерудные лавы	Железистые и кремнистые илы; окисление сульфидов; линзы несвязной черной руды. Слоистость сортировки (с зернами пирита) и оползневые формы коллоидных сульфидов	I	Осадочные: гётит, минералы кремнезема, монтмориллонит Сульфиды: ковеллин, сфалерит, халькопирит, марказит	45-50	0,5-1,5
				Зона I					
Фумарольный	Осадочно-эксгалационный	Массивные сульфидные руды		Зона II	Угловатые твердые обломки желтой руды в массе черной песчаной руды	II	Марказит, сфалерит, галенит (о. р.), халькопирит	40-45	1,0-4,0
				Зона IIA	Обломки сульфидной руды с преобладанием пирита в кремнеземистом цементе с примесью черной несвязной сульфидной руды	III	Марказит (р), халькопирит, сфалерит (р), кварц, яшма, халцедон	30-40	0,5-1,5
	Гидротермальный	Штонверковый, жилы выполнения, вкрапленный		Исходная кровля лав	Относительно грубозернистый пирит в виде продукта выполнения с большим количеством кварца и яшмы	IV	Халькопирит, сфалерит, кварц, иллит, яшма, хлорит	15-30	0,4-1,2
				Зона III	Разобщенные жилки выполнения пирита с кварцем и яшмой. Вкрапленность пирита в кавернах и трещинах	V	Халькопирит (р), сфалерит (о. р.), рутил (р), иллит, кварц, хлорит, яшма	5-15	0,2-0,5

р. - редок; о. р. - очень редок.

Рис. 48. Схема зональности сульфидных месторождений Кипра [345].

океанического дна после интенсивного высокотемпературного выщелачивания вещества на глубине. Стратиформное рудное тело можно рассматривать как осадок, обогащенный тяжелыми металлами и возникший в результате выпадения вещества под влиянием неорганических факторов в условиях низкой летучести кислорода. Поскольку каждая колчеданная залежь может рассматриваться как зона разгрузки самостоятельной геотермальной системы, предложенная модель объясняет спорадичность проявления колчеданных месторождений».

Признаки проникающей циркуляции разогретых морских вод, как это видно из данных изотопных исследований (см. раздел о гидротермальном метаморфизме океанического дна), позволяют считать, что именно в этом процессе коренится источник энергии и флюидов, за счет которых формировались колчеданные месторождения верхних частей офиолитовых комплексов в период спрединга срединно-океанических хребтов [98]. В изложенной концепции еще имеются некоторые противоречия, но тем не менее она представляет основу для поисковых и разведочных работ на колчеданные руды в областях развития офиолитовых вулканитов, а успех этих работ в свою очередь подтверждает справедливость положенной в их основу концепции.

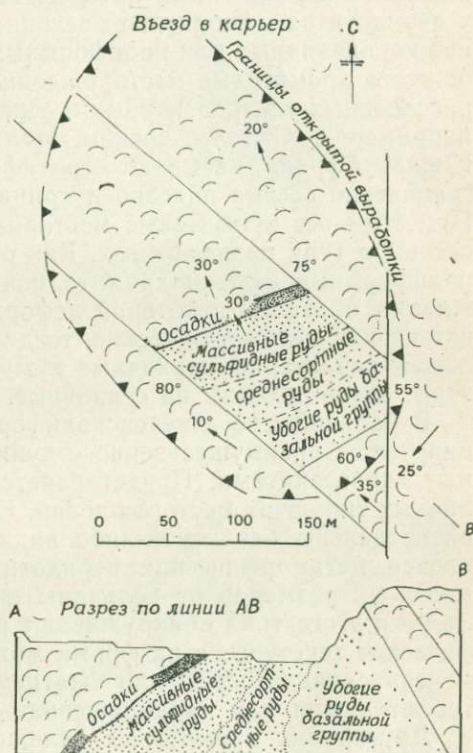


Рис. 49. Схематический план и разрез рудника Северная Матиати, офиолитовая ассоциация Троодос, Кипр [345].

3. Хромиты

Как уже отмечалось выше (разделы о метаморфических пидотитах и кумулятивной серии), хромит (шпинель) представляет собой обычный аксессуарный минерал во всех типах пород

комплексов метаморфических и кумулятивных перидотитов. В некоторых случаях хромит образует концентрации в виде таблитчатых карандашевидных или неправильных масс, представляющих промышленный интерес. Такие рудные залежи хромита в перидотитах офиолитовой ассоциации получили общее название коконовидных или подиформных (podiform) [387]. В отличие от этого хромитовые месторождения в крупных неофиолитовых расслоенных ультраосновных и основных интрузивных массивах, например в Стиллуотерском, Монтана, США, и Бушвелдском, Южная Африка, называют стратиформными [210, 387]. Это разграничение весьма полезно и принимается в настоящем обзоре. При этом все хромитовые месторождения офиолитов будут отнесены к типу подиформных. Как отмечал Тайер [387, 389, 391], подиформные залежи хромита почти во всех случаях обнаруживают признаки некоторой деформации и должны рассматриваться как метаморфические, тогда как для стратиформных залежей характерны первичные кумулятивные текстуры и структуры, очень похожие на осадочные.

В большинстве случаев подиформные залежи хромита ассоциируются преимущественно с дунитами, а не с гарцбургитами или пироксенитами. Представляется, что существуют два различных типа этих месторождений. Как правило, залежи хромита распределены без какой-либо видимой закономерности в комплексе метаморфических перидотитов и без видимой зависимости их размеров от величины включающих их тел дунитов. Залежи этого типа обнаруживают резкие наложенные метаморфические текстуры, а их форма может быть в сильной мере изменена складчатостью или сжатием, так что они представлены таблитчатыми или карандашевидными телами (рис. 50).

Другой тип хромитовых залежей офиолитовых ассоциаций характеризуется очень тесной пространственной связью с контактом расслоенных габбро и перидотитов. По форме тел эти месторождения хромита близки к первому типу. К числу хромитовых месторождений, тесно приуроченных к контакту габброидов, относятся крупные залежи северной части острова Лусон, Филиппины, месторождение Камагуа в центральной Кубе и месторождения северного Омана [141, 387, 167]. Приуроченность хромитовых руд этого типа к расслоенным габбро в пределах 100—200 м от их подошвы в Омани, а также присутствие их внутри ультраосновных пород кумулятивного комплекса расслоенных габброидов свидетельствуют о том, что залежи этого типа, вероятно, формировались в результате магматической сегрегации на ранних стадиях кристаллизации.

Что касается распределения подиформных залежей хромита в офиолитовых перидотитах, то в настоящее время какая-либо общепринятая точка зрения по этому вопросу отсутствует.

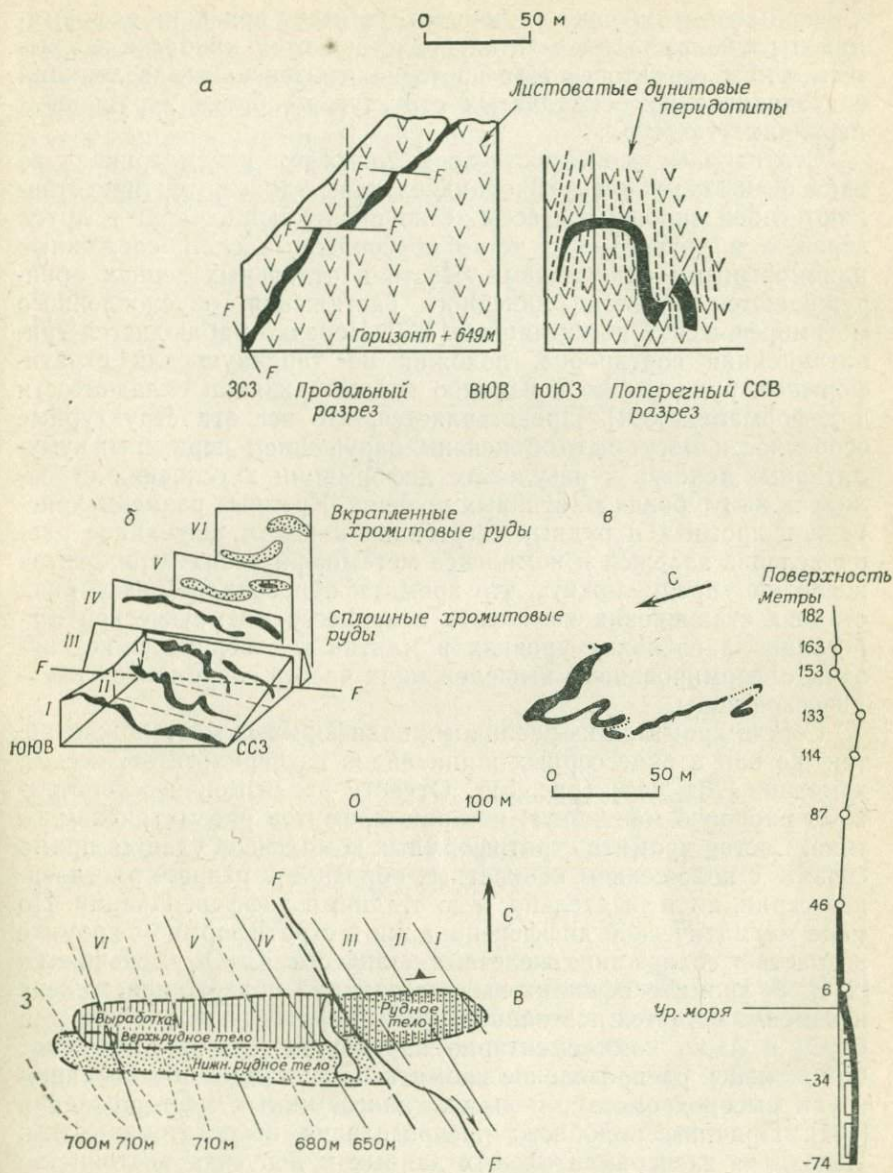


Рис. 50. Типичная морфология и текстуры подиформных залежей хрома в офиолитах.

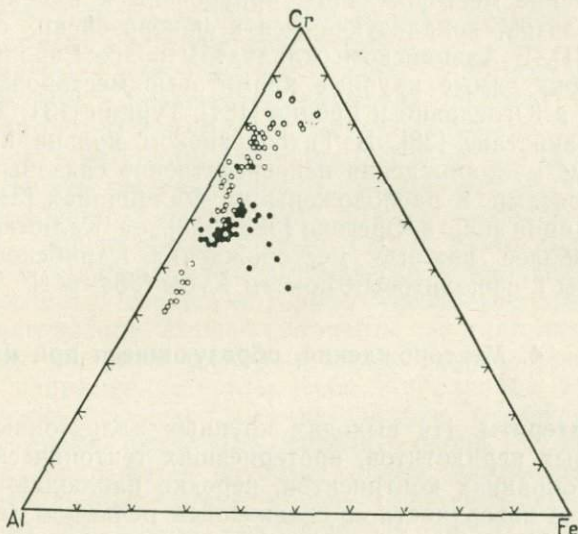
а — вертикальные разрезы хромитового месторождения Кандак—Карабортлен, Турция [387, 220]; б — вертикальные разрезы и план хромитового месторождения Мирандаг, Турция [220, 179]; в — вертикальный разрез и горизонтальный план хромитового рудника Фантош, Новая Каледония [344].

Поскольку вмещающие их перидотиты несут признаки деформации в глубоких частях мантии, представляется наиболее вероятным, что и хромитовые тела претерпели интенсивные дислокации с возникновением складчатых структур и общим нарушением первичных текстур.

Структурные особенности хромитовых руд рассматриваемого типа очень изменчивы. В одних случаях такие руды представляют собой сплошные массы тесно проникающих друг в друга зерен, а в других — это четко обособленные слои, сложенные идиоморфными кристаллами. Часто в отдельных зернах обнаруживаются признаки линейного растяжения, обусловленного метаморфической деформацией [387]. Нередко наблюдается гравитационная сортировка, похожая на типичную для стратиформных руд, однако неизменно видны признаки складчатости и деформации [391]. Представляется, что все эти структурные особенности могут быть объяснены нарушением первичных кумулятивных текстур в результате деформации в условиях субсолидных на глубоких мантийных уровнях. Крупные размеры кристаллов хромита и рудных сегрегаций в целом, случайное распределение залежей в комплексе метаморфических перидотитов позволяют предположить, что хромиты образовались на ранних стадиях становления комплекса в процессе магматической сегрегации на глубоких уровнях в мантии и совершенно не связаны с формированием вышележащих частей современной океанической коры.

Состав хромитов из различных подформных месторождений, так же как и аксессуарных шпинелидов из перидотитов, весьма изменчив [204, 119] (рис. 51). Отчасти эта изменчивость отражает сложную мантийную историю хромитов рассматриваемого типа. Состав хромита стратиформных комплексов удается прямо связать с положением конкретных образцов в разрезе расслоенной серии, а следовательно, и со стадиями дифференциации. По мере магматической дифференциации в стратиформном хромите возрастает содержание железа, а количество Cr_2O_3 уменьшается [211]. В хромите офиолитовых ассоциаций содержание железа неизменно остается постоянным (16% Fe), тогда как количества Cr_2O_3 и Al_2O_3 комплементарно варьируют, что обуславливает бимодальное распределение хромита по составу с обособлением групп высокохромовых и высокоглиноземистых месторождений [391]. Причины подобного распределения недостаточно ясны. Исходя из экспериментальных данных и допуская постоянство валового состава этих месторождений, можно предположить, что высокоглиноземистый хромит кристаллизовался при больших давлениях по сравнению с высокохромовым [204]. Ранее предполагалось, что шпинель из высокотемпературных лерцолитов должна быть обеднена хромом и, наоборот, обогащена глиноземом.

В офиолитах Омана хромит в залежах, расположенных на расстоянии 100—200 м от базального контакта габбро, отличается повышенным содержанием хрома, тогда как в хромите коконовидных залежей нижних частей метаморфических перидотитов установлено повышенное содержание глинозема. Почти все высокоглиноземистые и высокохромовые хромиты относятся к подиформным залежам офиолитовых ассоциаций. Вмещающие эти



Фиг. 51. Атомные отношения Cr, Al и Fe в хромитах стратиформных интрузий (темные кружки) и подиформных месторождений (светлые кружки).

Fe²⁺ пересчитано из суммарного железа с использованием стехиометрии шпинели, а затем показано на диаграмме в виде Fe. Анализ производился методом электронного микрондирования [119].

хромитовые месторождения метаморфические гарцбургиты и дуниты представляют собой остаточное гипербазитовое вещество мантии, которое, видимо, претерпело сложную эволюцию еще на мантийном уровне. Поэтому ясно, что все эти породы в целом, вероятно, испытали неоднократные деформации внутри мантии до их становления в виде аллохтонных пластин. Хромитовые месторождения, приуроченные к метаморфическим перидотитам, подверглись также воздействию тектонических движений, метаморфизму и серпентинизации на коровых уровнях. Тем не менее несомненно, что подиформные залежи хромита образовались на ранней магматической стадии в верхних частях мантии и современная форма их тел отражает целую серию геологических событий, осуществлявшихся как в мантии, так и в земной коре

[389]. Все эти геологические события совместно привели к невероятно сложным условиям локализации и распределения хромитовых рудных тел, что в свою очередь обусловило большую путаницу при установлении критериев, которыми можно было бы руководствоваться при разведке и эксплуатации хромитовых месторождений.

Наиболее важные залежи хромита, исключая стратиформные докембрийские месторождения, приурочены к аллохтонным телам офиолитов, локализующимся в фанерозойских складчатых поясах [131]. В Альпийском складчатом поясе Европы и Ближнего Востока самые крупные хромитовые месторождения расположены в Югославии и Греции [184], Турции [131, 220], Иране [172] и Пакистане [38]. В Тихоокеанском кольце крупнейшие хромитовые месторождения непосредственно связаны с офиолитовыми поясами и расположены на Филиппинах [342], на Новой Каледонии [62], в Орегоне [383, 323], на Калимантане [196, 197]. Наиболее важные месторождения Карибского региона приурочены к офиолитовым поясам Кубы [384, 141].

4. Месторождения, образующиеся при наложенных процессах

4.1. Латериты. На выходах крупных аллохтонных пластин офиолитовых перидотитов, претерпевших тектоническое становление на окраинах континентов, нередко наблюдаются обширные плоские поверхности со сглаженным рельефом (эрозионные поверхности?). В тех случаях, когда такие поверхности в тече-

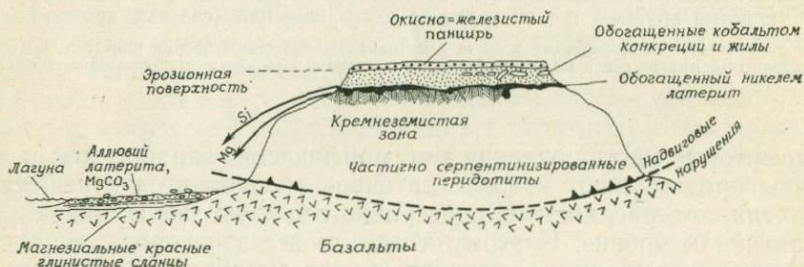


Рис. 52. Профиль латеритного покрова перидотитов Новой Каледонии [208].

ние длительного периода тектонического покоя подвергались воздействию тропического или резко гумидного климата, здесь формировались латериты (рис. 52). В этих условиях перидотиты испытывали очень интенсивное выщелачивание, в результате которого возникали скопления определенных нерастворимых соединений. В процессе латеритизации накапливались железо и ни-

кель, в изобилии присутствующие в выщелоченных красноцветных и желтых почвах, развитых на выровненных поверхностях. Огромные массы таких латеритов залегают на выветрелых поверхностях офиолитовых ассоциаций в тропических районах. Они представляют собой крупнейший источник низкосортных никелевых руд. Железистые латериты являются также огромным резервом низкосортных руд железа, однако в этом отношении их значение остается пока второстепенным, поскольку они не могут конкурировать с более богатыми рудами крупных докембрийских осадочных месторождений железа.

Латеритные месторождения никеля и железа известны на Кубе [225, 412], в Гватемале, Колумбии, Орегоне [188], на Новой Каледонии [69, 343], в Индонезии [328], в Омане, на Филиппинских островах, на Новых Гебридах [77] и на Соломоновых островах [77]. Почти всегда латериты развиваются на частично серпентинизированных перидотитах или на массивных нерассланцованных серпентинитах. Однако они не были обнаружены на сильно рассланцованных и тектонически разрушенных серпентинитах, поскольку серпентин гораздо устойчивее оливина в условиях выветривания. Можно различить два типа латеритов [188]. Во-первых, латериты, развитые на серпентинизированных перидотитах, например латериты Кубы и Филиппин. Их называют никеленосными железистыми латеритами. Содержание железа в них составляет около 40%, никеля — около 1%. В этих месторождениях содержатся крупные запасы низкосортных руд железа, а никель присутствует в очень тонкодисперсном состоянии. Ко второму типу рудоносных латеритов относятся латериты, развитые на перидотитах или слабо серпентинизированных гипербазитах. Среди них можно отметить месторождения Новой Каледонии и Орегона, которые получили название силикатно-никелевых [188]. Силикатно-никелевые руды характеризуются пониженным содержанием железа (35% Fe) и присутствием гарниерита (силикат никеля с содержанием $\sim 15\%$ NiO). Последний представляет собой главный рудный минерал. Приурочен он преимущественно к нижней части зоны выветривания. В силикатно-никелевых рудах Новой Каледонии среднее содержание никеля составляет $\sim 3,5\%$, тогда как в некоторых зонах, обогащенных гарниеритом, оно может достигать 10% [69]. В месторождениях Орегона среднее содержание никеля равно $\sim 1,5\%$ [188]. Эти две разновидности рудоносных латеритов обычно образуют покровы мощностью от 0,3 до 30 м (в среднем 15 м). Верхние части таких покровов обеднены никелем ($< 1\%$ Ni), а зона богатых руд приурочена к основанию покровов. Среднее содержание никеля в несерпентинизированных дунитах составляет 0,30%, а в гарцбургитах — 0,29% (данные из раздела, посвященного перидотитам). Содержание никеля в оливине

перидотитов колеблется от 0,21 до 0,31% [297]. Никель преимущественно концентрируется в этом минерале перидотитов, однако в перидотитах Новой Каледонии установлено присутствие акцессорных сульфидов никеля — пентландита, миллерита, хизлевудита. Обычно предполагается, что никель, концентрирующийся в латеритовых рудах, высвобождается в результате разложения оливина и пироксенов в процессе выветривания [412, 402, 188].

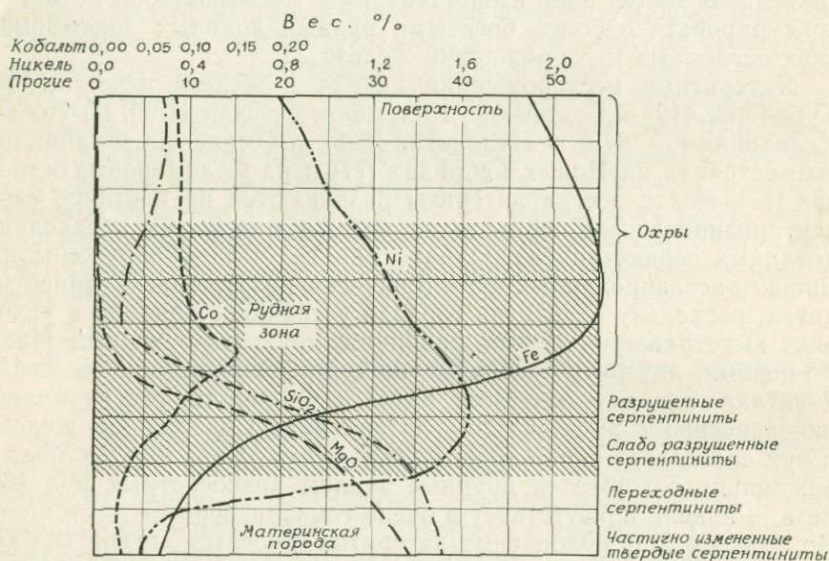


Рис. 53. Распределение элементов в никеленосных латеритах рудной зоны Окухал, Куба [412].

Однако некоторая его часть может высвобождаться из акцессорных сульфидных минералов перидотитов [170].

Концентрация никеля в зонах выветривания перидотитов регулируется растворением оливина и ортопироксена с удалением магния и кремнезема и накоплением остаточных железа и никеля (рис. 53). Впоследствии и никель в самых верхних частях латеритных покровов растворяется и мигрирует в нижние части зон выветривания [69, 412, 188]. Если допустить, что никель весь оставался в зоне выветривания, то при исходном его содержании в перидотите 0,25% концентрация его в рудах со средним содержанием 1,5% возросла в 6 раз, а в рудах с содержанием 3,5% — в 14 раз. Такого же порядка концентрация определяется и для железа (1:6, 1:8). Следовательно, никель более интенсивно накапливается в зонах выветривания по сравнению с железом.

4.2. Асбест. В процессе серпентинизации офиолитовых перидотитов образуется волокнистый хризотил, обособляющийся в секущих жилках или участках сплошного тонковолокнистого строения. При достаточно частом расположении жил поперечно-волокнистого хризотила в пределах крупных блоков это волокно добывается в качестве асбеста, который находит применение во многих отраслях промышленности в связи со своим волокнистым строением, высокой термо- и хемостойкостью и возможностью его использования как огнестойкого термоизоляционного материала. Существуют многочисленные разновидности хризо-

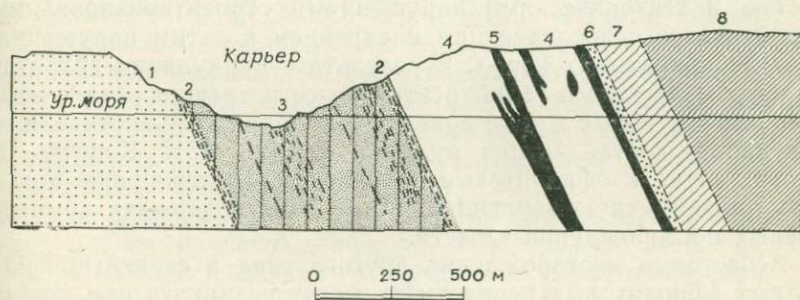


Рис. 54. Поперечный разрез через асбестоносную офиолитовую ассоциацию, рудник Джеффри, Квебек, Канада.

1 — группа Колдуэлл, кембрий (вещающие породы); 2 — расланцованные серпентиниты; 3 — альвинотинные перидотиты (асбестоносные гарбургиты); 4 — дуниты; 5 — пироксениты; 6 — габбро; 7 — вулканиты и брекчи; 8 — формация Сент-Дэниел, ранний ордовик (меланж) (с изменениями по работе [235]).

тил-асбеста, различающиеся структурой волокнистых агрегатов, окраской, способностью к распушению волокна и различной его упругостью. На каждом месторождении содержание и текстурные особенности асбеста сильно варьируют. Ежегодная добыча хризотил-асбеста во всем мире оценивается в 4,8 млн. т. При этом по крайней мере 50% хризотил-асбеста добывается на месторождениях, приуроченных к офиолитовым перидотитам.

Наиболее важный район добычи асбеста связан с палеозойскими офиолитами Аппалачского пояса. В пределах этого пояса месторождения асбеста известны от Квебека в Канаде до северной части Вермонта в США [231, 235]. Офиолиты южной части Квебека представляют собой надвинутую пластину, становление которой происходило в раннем ордовике. Эта пластина залегает на кембрийских метаосадочных породах группы Колдуэлл [231, 235]. Перекрывающий офиолиты меланж по возрасту также относится к раннему ордовику [235]. Этот офиолитовый комплекс стратифицирован, причем с мощными базальтовыми перидотитами ассоциируются относительно тонкие зоны габброидов и вулканитов (рис. 54). Главная асбестоносная зона

приурочена к базальным гарцбургитам [330]. Эксплуатационные работы в настоящее время производятся в семи карьерах и на двух подземных рудниках. Асбестовые руды представлены как поперечно-, так и продольно-волокнистыми разностями. Наиболее богатые рудные тела представляют собой штокверки поперечно-волокнистых жил асбеста со средней длиной волокна 6 мм. В некоторых случаях длина волокна достигает 25 мм. Прожилки продольно-волокнистого асбеста приурочены к тектоническим нарушениям и трещинам скола [96, 330, 331]. Формирование асбестовых месторождений, видимо, связано с ранней трещиноватостью и тектоническими нарушениями серпентинизированных гарцбургитов с последующим внедрением по этим нарушениям даек лейкократовых пород. В результате циркуляции гидротермальных флюидов в гарцбургитах по сети трещин развиваются очень эффективные жилки поперечно-волокнистого асбеста, в совокупности составляющие рудные тела [96, 331]. Конечно, во многих случаях офиолитовые перидотиты, претерпевшие подобную тектоническую эволюцию, могут и не содержать промышленных месторождений асбеста.

Асбестовые месторождения другого типа в серпентинизированных офиолитовых перидотитах могут возникать при полном расчленении офиолитовых комплексов. В таких случаях встречаются обособленные серпентиниты в сильно рассланцованном меланже или в диапировых массах, поднявшихся при наложенном орогенезе. На большинстве месторождений с сеткой поперечно- или продольно-волокнистого асбеста извлекается лишь 5—10% волокна по отношению к рудной массе. Вместе с тем в интенсивно тектонически переработанных серпентинитах содержание извлекаемого хризотилового волокна может достигать 50%. Однако в последнем случае волокно относится только к низким сортам (№ 7 по канадской номенклатуре) [288].

К числу месторождений коротковолокнистого асбеста относится, в частности, месторождение Коалинга в западной Калифорнии. Здесь добывается 1,5% (75 тыс. т) мировой продукции асбеста. Руды этого месторождения представляют собой скопления мягких, несколько порошковатых кусочков серпентинитов, состоящих из тонковолокнистой (<2 мкм) хризотиловой массы. Спорадически присутствуют блоки и обломки твердых серпентинитов размером от нескольких миллиметров до нескольких метров [288]. По существу, эту рудную массу можно характеризовать как цемент серпентинитового меланжа. Интенсивная тектоническая переработка и мягкость руды позволяют производить открытую разработку с последующим мокрым или сухим помолом [265, 325, 288]. Асбестовое месторождение Коалинга располагается в пределах серпентинитового массива Нью-Идрия, приуроченного к гребню антиклинали Коалинга и имеющему раз-

меры $6,4 \times 19,2$ км. Данные гравиметрических исследований позволяют предположить, что этот массив простирается вниз по крайней мере на 4500 м [60]. Судя по соотношениям массива с окружающими породами, он претерпел диапировое воздымание начиная с раннего миоцена и до настоящего времени [78]. Расположение массива внутри осадочных пород Францисканской формации и группы Грейт-Валли указывает, что некогда он являлся частью офиолитового комплекса в фундаменте этих осадочных толщ [20], а затем переместился в современную позицию в результате неоднократных тектонических движений. Главной причиной вертикального перемещения массива можно считать пониженный удельный вес (2,52) серпентинитов, тогда как характер движения можно расценивать как диапировое протыкание. Асбест образовался в результате непрерывного воздействия сколовых усилий и измельчения серпентинитов, что сопровождалось растворением и повторным отложением хризотила на сколовых поверхностях [24, 288].

Таким образом, асбест в офиолитовых перидотитах, очевидно, имеет разное происхождение. Из приведенного выше обзора ясно, что асбест связан с процессом серпентинизации, но остается нерешенным, какие физические или химические параметры благоприятны для возникновения асбестовых руд.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

1. Окраины древних конвергентных плит (шовные зоны)

Во всем мире обнажения офиолитов приурочены к поясам интенсивного тектогенеза (рис. 55). Офиолиты проявляются вдоль главных планетарных шовных структур, обозначая предположительно участки древних зон взаимодействия океанической и континентальной коры, хотя значительная часть древних поясов расположена в настоящее время внутри континентальных областей. Несмотря на то что офиолиты образуются на краях аккреционных плит, они либо исчезают вследствие субдукции, либо обдуктируют и сохраняются вдоль окраин конвергентных плит.

Структуры в пределах шовных зон в целом параллельны простирацию самих зон. Обычно к границам шовных зон приурочены меланжи, включающие фрагменты офиолитов, смешанные с включениями осадочных и метаморфических пород [146]. Еще одной существенной особенностью является общая приуроченность поясов глаукофановых сланцев к шовным зонам, содержащим офиолиты [85]. В некоторых областях присутствуют также породы амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, однако большинство метаморфических пород шовных зон сформировалось, по-видимому, под влиянием региональных динамотермальных условий, а не контактового метаморфизма, хотя стиль их деформации в какой-то степени связан и с тектоникой внедрения офиолитов.

Вопрос о существовании офиолитов в пределах древних докембрийских кратонов пока не решен. Налдрет [289] пришел к заключению, что гравитационно-стратифицированные силлы и линзы ультраосновных пород древних архейских зеленокаменных поясов были надвинуты вместе с эвгеосинклинальными осадками почти синхронно с проявлениями вулканизма. Для ряда областей имеются данные, указывающие, что по крайней мере некоторые ультраосновные линзы представляют собой ультраосновные лавы [291, 409, 292, 156]. Эти архейские зеленокаменные пояса рассматриваются как автохтонные массы, образовавшиеся в условиях, уникальных для архейского периода. Будущие исследования, несомненно, позволят решить проблему архейских зеленокаменных образований и их соотношений

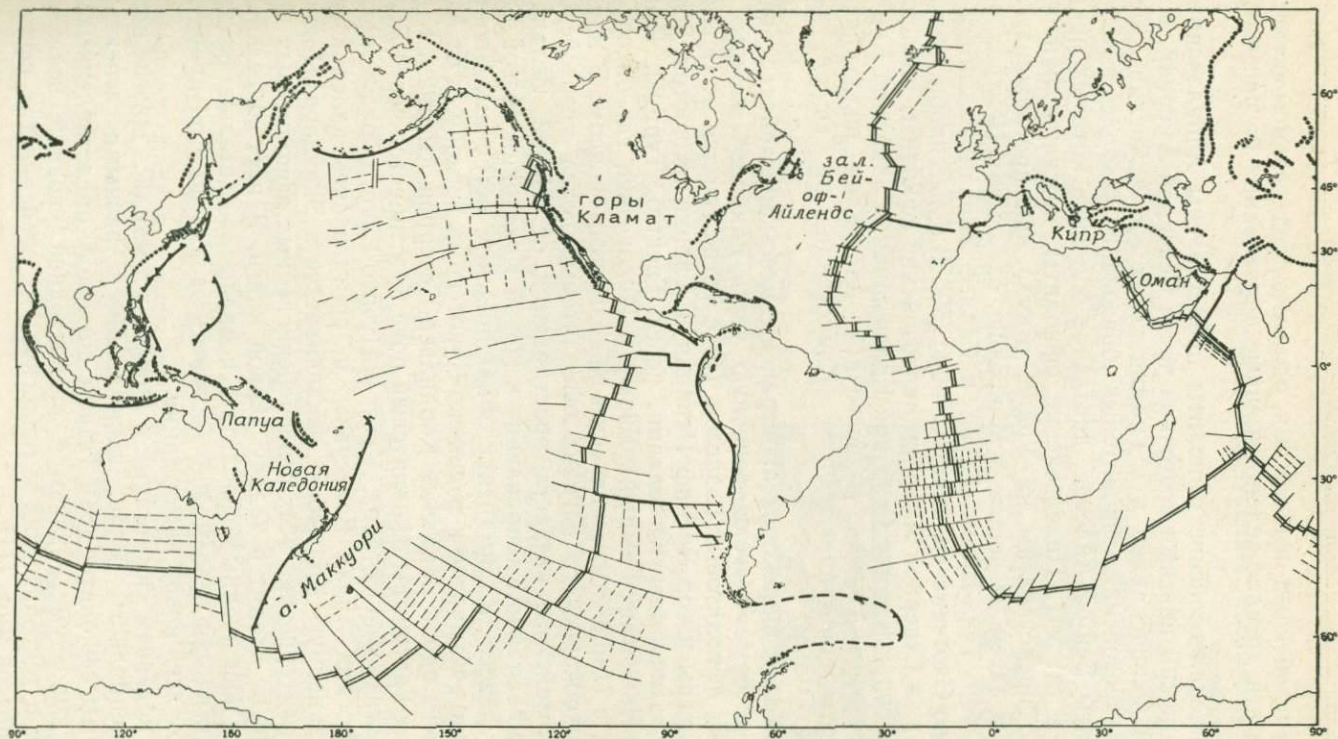


Рис. 55. Глобальное распределение офиолитовых поясов в пределах складчатых зон.

с фанерозойскими офиолитами, однако в предлагаемом читателю обзоре эти древние зеленокаменные образования не рассматриваются.

Раннепалеозойские офиолиты представлены Аппалачским и Каледонским поясами восточной части Северной Америки, в западной Фенноскандии и в Грампианских горах Англии. Среди раннепалеозойских офиолитовых образований наиболее известны офиолиты Бей-оф-Айлендс, детальное описание которых приводится в гл. VII. Палеозойские офиолиты, пожалуй, наиболее широко представлены на Урале, откуда они прослеживаются на юг, а затем на восток в Монголию, охватывая Центральный Казахстан, Тянь-Шань, Алтай и Саяны, Западную Сибирь и Монголо-Охотский складчатый пояс [59]. Вдоль Тихоокеанского побережья Северной Америки палеозойские офиолиты представлены в горах Клатат Северной Калифорнии, в западной Канаде и на севере Аляски. В восточной Австралии палеозойские офиолиты простираются от Квинсленда на юг в Тасманию.

Наиболее широко распространены мезо-кайнозойские офиолиты, которые слагают основную часть наиболее важных и крупных офиолитовых разрезов. Пояс Тетис тянется от Бетской Кордильеры и гор Эр-Риф Испании и Африки на восток, через Альпы, Динариды Югославии, через Грецию, Турцию, Иран, Оман, Пакистан, Гималаи, Бирму и Индонезию, где он сочленяется с Циркумтихоокеанским офиолитовым поясом. В пределах Тихоокеанского региона офиолитовые пояса мезозойского и кайнозойского возраста простираются от Новой Зеландии в северо-западном направлении к Новой Каледонии, Новой Гвинее, Сулавеси, Калимантану, Филиппинским островам, Японии, Сахалину, Камчатке и Корякско-Чукотскому региону, а от Аляски к югу вдоль Западных Кордильер Северной Америки. К востоку от Гватемалы офиолитовый пояс простирается через Большие Антильские острова, Кубу и Пуэрто-Рико, образуя петлю в Карибских Андах Венесуэлы, и, протягиваясь далее к югу через западную Колумбию, заканчивается в Эквадоре. Подробная характеристика всех вышеперечисленных офиолитовых проявлений не входит в задачу данной книги. В настоящее время работы, посвященные офиолитам, появляются настолько быстро, что фактически невозможно составить сводку по этой проблеме с учетом всей новой информации.

На недавнем симпозиуме в Москве встретились многие ведущие специалисты мира, занимающиеся разными аспектами проблемы офиолитов [86]. Тезисы докладов, представленных на этом симпозиуме, являются превосходной сводкой новейших данных о тектонических и геологических особенностях офиолитовых поясов мира [11].

2. Осадочные образования, ассоциирующиеся с офиолитами

Поскольку офиолитовые ассоциации в настоящее время представляют собой аллохтонные перемещенные фрагменты океанической литосферы, соприкасающиеся с ними осадки могут предоставить нам важные свидетельства, касающиеся происхождения офиолитов, а также косвенные данные об их возрасте и возможных способах перемещения. Если принять, что офиолиты являются фрагментами океанической литосферы, перемещенными на край континента, то они должны содержать определенную геологическую информацию о магматическом происхождении этой ассоциации в пределах океанической литосферы, а также стратиграфические индикаторы времени тектонического надвигания. Новые достижения в области изучения глубинных океанических осадков обогатили наши знания относительно характера материала, расположенного непосредственно на океанической коре и переслаивающегося с подушечными лавами [400, 333, 36, 332]. В верхних частях офиолитовых комплексов пелагические осадки и хемогенные отложения залегают непосредственно на подушечных лавах или переслаиваются с последними (рис. 56) [2, 266, 333, 155].

Пелагические осадки обычно представлены кремнистыми и глинистыми сланцами, которые содержат органические остатки, явно указывающие на их глубинное океаническое происхождение; Штейнман [336] в своих ранних статьях обратил внимание на это обстоятельство (рис. 57). В случаях несомненного переслаивания осадков с вулканическим материалом минимальный возраст может быть определен путем идентификации микрофауны. Как было показано ранее, хемогенные отложения, присутствующие среди вулканитов, образуются в результате химических процессов, связанных с гидротермальным изменением океанической коры в зонах спрединга срединно-океанических хребтов [362, 333, 360]. Такие же обогащенные железом хемогенные

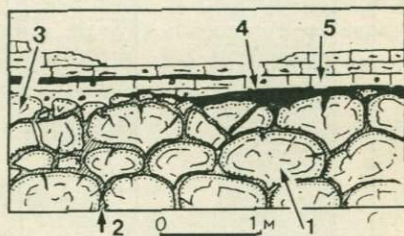


Рис. 56. Разрез, показывающий соотношения подушечных лав и ассоциирующихся с ними пелагических отложений.

1 — сферонд подушечной лавы с периферической вариолитовой зоной; 2 — псаммитовый гялокластит; 3 — фрагмент сферонда подушечной лавы; 4 — радиолариевые кремнистые сланцы; 5 — кальцилутит, включающий мелкие обломки диабазов. В данном случае ассоциация сферондов подушечных лав с осадочными образованиями, несомненно, первична [160].

осадки формируются в настоящее время на Восточно-Тихоокеанском поднятии [98]. Таким образом, пелагические осадки и хемогенные отложения окислов железа и марганца, присутствующие в верхних частях

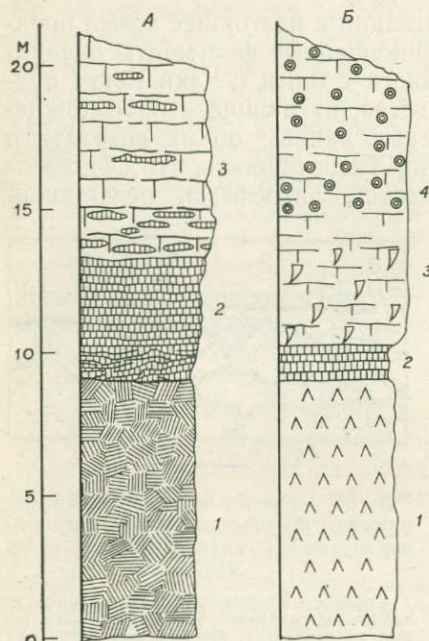


Рис. 57. Разрезы верхней части офиолитовой ассоциации юго-западнее Конья, Турция.

А — юго-западнее Хатипа: 1 — серпентиниты; 2 — радиолариевые кремнистые сланцы (в нарушенном залегании в контакте с серпентинитами); 3 — микритовые известняки с линзами кремнистых сланцев, включающие *Globochaete alpina*, пелагические пелециподы, остракоды, иглы губок (доггер?, верхняя юра). Б — севернее Сегир-Баги: 1 — спилитовые лавы; 2 — радиолариевые кремнистые сланцы; 3 — известняки с рудистами и остатками водорослей (верхний мел); 4 — оолитовые известняки с мелкими гастроподами и остатками водорослей (верхний мел). Расстояние между разрезами А и Б равно нескольким километрам; первичное их взаиморасположение неизвестно, так как разрезы описаны в составе офиолитового меланжа (по [308], приведено в работе [2]).

включают фауну того же возраста, что и отложения, переслаивающиеся с вулканитами. В ряде случаев подстилающие осадки являются автохтонными образованиями, которые позволяют установить максимальный возраст внедрения офиолитов. Изучение образований, ассоциирующихся с офиоли-

тупов, служат геологическим доказательством эволюции в глубинах океана, а также гидротермальной активности, связанной с подводным вулканизмом. Во многих случаях быстрая эрозия вместе с выветриванием могут уничтожить пелагические отложения, перекрывающие пластины офиолитов. Резкие угловые или стратиграфические несогласия в верхних частях офиолитовых разрезов, отмечающие смену пелагических осадков мелководными отложениями или образованиями желобов, указывают на прекращение их тектонического перемещения из океанического бассейна к континентальной окраине; при наличии органики может быть установлен минимальный возраст этого перемещения (примеры приведены в работах [2, 155]). Осадочные образования, подстилающие офиолиты, могут также представлять собой аллохтонные пластины пелагических отложений или пород желоба, перемещенные во время тектонического движения океанической коры, и иногда

товыми комплексами, предоставит непосредственные геологические данные как относительно возраста формирования изверженной ассоциации пород и механизма тектонического перемещения, так и относительно природы континентальной окраины в период внедрения.

3. Меланжи

Многие офиолиты, развитые в пределах складчатых поясов, испытали повторную деформацию и метаморфизм, что вызвало преобразование фрагментов слоистых отложений в тектонические брекчии, или меланжи. Согласно последним работам, офиолиты обычно представляют собой крупные аллохтонные тектонические пластины, которые в настоящее время слагают отдельные части глубоко залегающих тектонических покровов в горных сооруже-

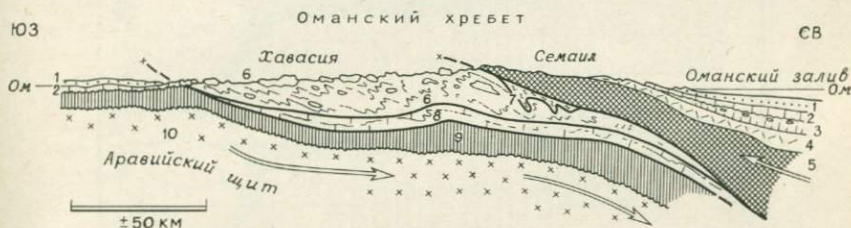


Рис. 58. Схематический разрез покрыва Семаил и зоны Хавасина офиолитов Омана [146].

1 — третичные отложения; 2 — маастрихт; 3 — диабазы с комплексом параллельных даек и подушечными лавами вверху; 4 — габбро; 5 — ультрабазиты покрыва Семаил; 6 — офиолитовый меланж Хавасина с экзотическими блоками; 7 — включения кристаллических пород; 8 — паравтохтон (мезозой до кампана); 9 — платформенные осадочные отложения — автохтон; 10 — кристаллический фундамент Аравийского щита.

ниях Урала, Тянь-Шаня, Аппалачей, гор Клатат и Альп [421, 313, 90, 123, 146]. Превращение перидотитов (дунитов—гарцбургитов) в серпентиниты на ранних стадиях тектонических движений, затрагивающих офиолиты, приводит к образованию материала, роль которого в тектоническом перемещении в какой-то степени аналогична роли соли. Нарушенные серпентиниты, характеризующиеся меньшей плотностью по сравнению с окружающими их породами, обычно образуют пластичную среду, в которую захватываются основные фрагменты офиолитов, ассоциирующихся осадков и иногда метаморфических пород [264]. После того как меланж с преимущественно серпентинитовой основой образован, он реагирует на любые последующие тектонические события. Поскольку нарушенная серпентинитовая основа подвергается пластической деформации под влиянием

стресса [83], меланж вместе с серпентинитовой основой реагирует на тектонические напряжения движением, осложняющим его внутреннюю структуру и сопровождающимся захватом глыб протрудимых боковых пород. Существуют значительные расхождения во мнениях относительно роли меланжа и его связи с процессами внедрения офиолитовых пластин [146] (рис. 58). В случае значительного гравитационного скольжения образование меланжа рассматривается как часть процесса хаотического смещения глыб в результате скольжения вниз по склону (олистостромы). В других ситуациях меланж интерпретируется как останец древней зоны субдукции, функционировавшей в период внедрения офиолитов [20, 189, 42, 100].

ТЕКТОНИКА ВНЕДРЕНИЯ

1. Введение

Процессы, приводящие к внедрению офиолитов, гораздо легче связывать с перемещениями плит, чем с магматическим внедрением *in situ*. Складчатость рассматривается как следствие

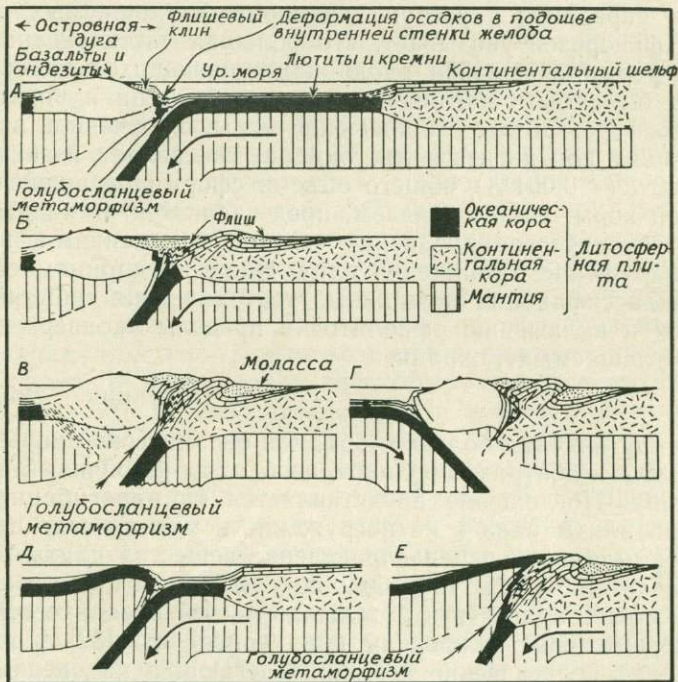


Рис. 59. А—Г — схематические разрезы, иллюстрирующие столкновение континентальной окраины атлантического типа с островной дугой, с последующим изменением направления погружения плит.

Д—Е — предлагаемый механизм надвигания океанической коры и подстилающей ее мантии на континентальную кору [116].

взаимодействия плит, и многие относительно молодые складчатые пояса могут быть связаны с зонами сопряжения плит (рис. 59). В результате такого взаимодействия в пределах зон

столкновения плит, таких, как Альпийско-Тетисский складчатый пояс, аллохтонные офиолитовые массы перемежаются с покровами существенно иного происхождения [146]. Формирование офиолитов происходило в зонах спрединга срединных хребтов, в краевых бассейнах или рифтовых зонах, после чего они были перемещены и включены в состав складчатых поясов. Выделяются следующие основные типы плит: 1) аккреционные, 2) поглощаемые и 3) трансформные. В предлагаемом ниже обзоре допускается, что офиолиты формируются вдоль аккреционных границ (в зонах спрединга хребтов), что только незначительная часть этой новообразованной коры внедрялась тектонически на окраинах континента, а остальная часть поглощалась или трансформировалась на границе плит. Реконструкция центров спрединга с учетом эволюции поглощаемых границ плит в фанерозое указывает, что большая часть океанической коры, сформировавшейся вдоль наращивающихся краев плит, должна была быть поглощена путем субдукции и уничтожена в астеносфере. Объем океанической коры, включенной в складчатые зоны континентальных окраин, составляет незначительную часть ($<0,001\%$) общего объема сформировавшейся океанической коры; таким образом, представляется очевидным, что такое тектоническое внедрение связано с явлениями, вызвавшими нарушение в движении плит. Ниже предпринимается попытка классификации возможных тектонических событий, приводящих к включению офиолитов в пределы «конвергентных», или «поглощаемых», окраин.

2. Обдукция — субдукция

Для поглощения больших объемов океанической коры, образовавшейся в центрах спрединга, необходим устойчивый процесс субдукции. Поглощение представляется как прогибание океанической плиты вниз и ее погружение в мантию, где происходит ассимиляция и перераспределение вещества плиты в веществе мантии [301, 121, 406]. Однако устойчивый процесс субдукции не может привести к отделению частей океанической коры и их перемещению в пределы края континента [32]. Предполагается, что пелагические осадки, залегающие на океанической коре, недостаточно консолидированы, чтобы противостоять деформации, и могут быть содраны и включены в состав осадочных отложений желоба путем серии поддвигов, движения вдоль которых составляют часть процессов, происходящих в зоне субдукции [340, 178, 304]. Однако, по-видимому, ни одно из этих нарушений не проникает в жесткую океаническую кору, хотя Род [335] допускает подобный механизм внедрения для офиолитов Папуа [109]. Эрнст [133—135] предположил, что осадочные отложения и океаническая кора могут быть поглощены совме-

стно в зоне субдукции в качестве составляющих погружающейся плиты. Претерпевая метаморфизм в условиях высоких давлений и низких температур, эти образования выходят позднее на поверхность в пределах складчатых поясов. Это подразумевает процесс подъема к поверхности Земли в пределах зон конвергенции, что может осуществляться только в случае прекращения равномерного процесса субдукции. Присутствие комплекса глаукофановых сланцев в офиолитах Церматт—Сасс в Западных Альпах указывает, что некоторые части океанической коры, претерпевшие метаморфизм в зоне субдукции, могут вновь появиться в пределах конвергентных окраин [30, 105], однако тектонические условия перемещения метаморфизованных плит из таких больших глубин остаются неясными.

Очевидно, что тектонические процессы, связанные с равномерной субдукцией, не могут создать условий, благоприятных для отделения офиолитовых пластин мощностью до 12 км от погружающейся океанической литосферной плиты. Тем не менее наличие крупных неметаморфизованных офиолитовых пластин, надвинутых на континентальные окраины, служит прямым геологическим доказательством того, что по крайней мере некоторая часть океанической коры избежала субдукции. В качестве тектонического термина, который адекватно характеризует данный процесс и в то же время отличается от более общего термина «субдукция», автором был введен термин «обдукция» [82]. Обдукция подразумевает надвигание на поглощаемые края плит, однако при этом может возникнуть ряд тектонических ситуаций, когда отделение океанической коры предшествует надвиганию (рис. 60). Обычно считается, что мощность океанических плит равна 60—100 км [303], тогда как известная в настоящее время наиболее мощная обдуктированная офиолитовая пластина в Папуа [110] имеет толщину 12 км. Внедрение таких тонких офиолитовых пластин требует развития определенных поверхностей разделения в верхней части океанических плит. Армстронг и Дик [12] предположили, что под отделяющимися пластинами должен осуществляться резкий перепад геотермического градиента. Эти авторы описывают процесс отделения следующим образом: «Во время разобщения относительно хрупкий и твердый покров отделяется от термально размягченного основания. В начале деформации смещение между покровом и основанием захватывает некоторые области обоих слоев, но впоследствии при прогрессивном ослаблении напряжения (и прогреве, связанном со сдвиговыми деформациями?) смещение локализуется вдоль зоны разлома, располагающейся, по-видимому, параллельно изотермам, и таким образом надвигающийся покров освобождается от своего основания. В процессе движения породы, подстилающие отделившийся покров, могут

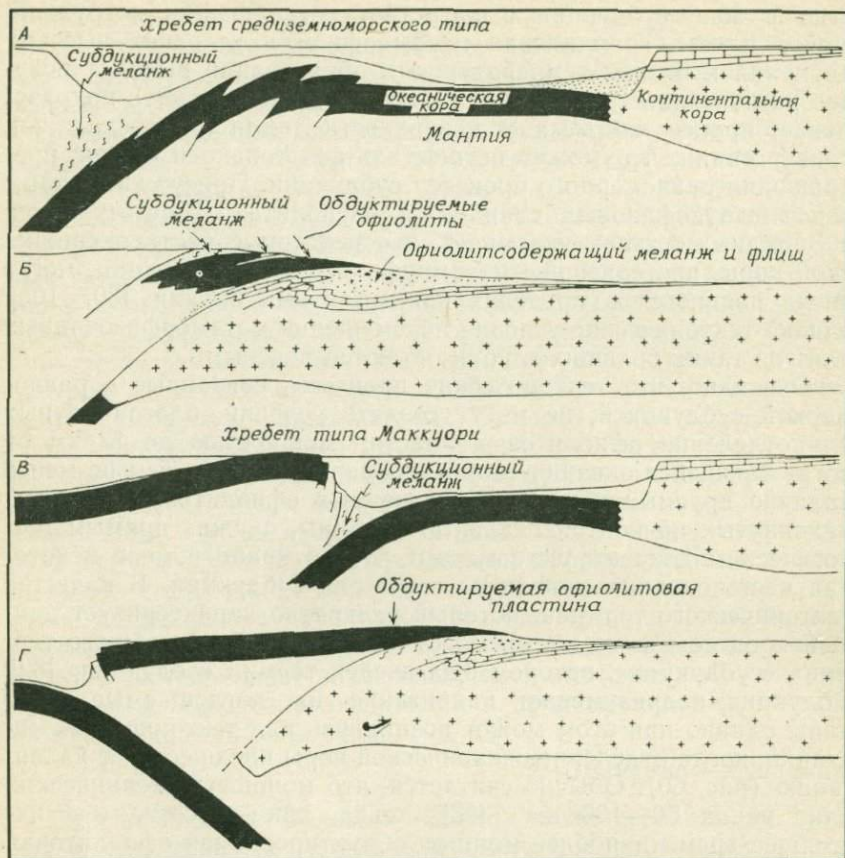


Рис. 60. Возможный механизм обдукции покровов офиолитов на континентальную окраину [117].

подвергнуться метаморфизму и оказаться даже захваченными этим покровом». Ситуации с высоким тепловым потоком отвечают скорее случаю краевых бассейнов, расположенных в тылу островных дуг, или малых, ограниченных по площади океанических впадин, чем областям, где происходит субдукция мощных и холодных плит океанической коры [115].

Имеется ряд возможностей, при которых молодая горячая океаническая кора может отделиться и испытать обдукцию. Согласно Кристенсену и Салсбери [74], «Молодой возраст офиолитов ставит значительные ограничения при выборе возможных механизмов внедрения. Предполагаемый наиболее вероятный механизм, соответствующий этому явлению, иллюстрируется

рис. 21 (см. рис. 61). Во время замыкания любого океанического бассейна путем субдукции одной или обеих его краин на определенной стадии должен испытать субдукцию и гребневой участок срединного хребта. Эта стадия уникальна, поскольку это единственный случай, когда тонкий, механически ослабленный сегмент океанической коры и верхней мантии с расположенными в нем магматическими камерами вовлекается в механизм субдукции. Субдукция гребневого участка хребта маловероятна без побочных явлений. Следует ожидать, что гребневая часть хребта окажется расчлененной разломами, возникшие главные сегменты, в особенности на верхних уровнях внешней (отдаленной от континента) плиты, будут обдуриваться на континентальную окраину, в то время как внутренняя плита (прилегающая к континенту) будет вдавливаться под надвигающийся континент и подвергаться субдукции».

Кариг [222] высказал предположение, что полярность систем активных дуг, т. е. направление субдукции, может меняться и что это должно приводить к столкновению (коллизии) дуги с дугой или континентальной окраины с остаточной дугой. В этой ситуации следует ожидать проявления высокого теплового потока, что может вызвать отделение пластин океанической коры на небольших глубинах. Новобританская островная дуга считается границей между Австралийской и Тихоокеанской плитами, и Кариг [222] рассматривает офиолиты Папуа как фрагмент океанической коры краевого бассейна, обдуриванный в период продвижения Тихоокеанской плиты по направлению к Австралийской плите.

Деструкция краевых бассейнов вследствие изменения полярности ассоциирующихся систем осровных дуг и процесс

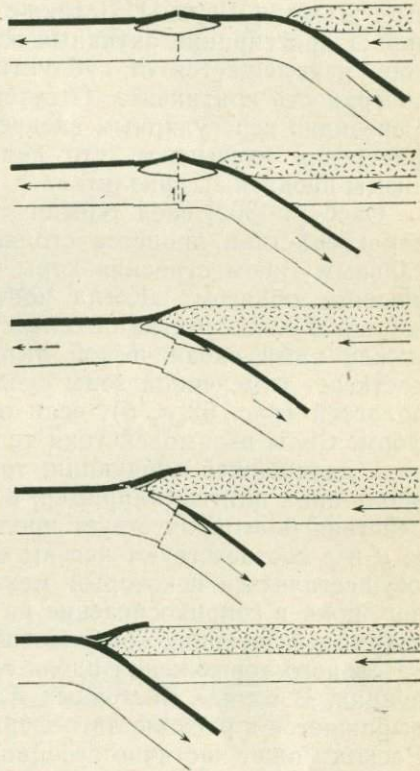


Рис. 61. Надвижение офиолитов в период субдукции гребневой зоны хребта [74].

столкновения с окраинной континента представляют собой гипотетический механизм внедрения многих офиолитов Циркумтихоокеанского пояса и вместе с тем объясняют тесную ассоциацию офиолитов с комплексом образований островных дуг. Ввиду того что в современной тектонике плит явления обдукции не устанавливаются, приходится полагаться на геологические данные. Дьюи и Берд [117] также признали отсутствие обдукции вкост простирания активных желобов, в которых океаническая кора перемещается от субдуктируемой плиты через желоб на поверхность континента. Отсутствие заметной обдукции наряду с очевидно нерегулярным внедрением офиолитов в течение всего фанерозоя указывают, что должны существовать иные механизмы внедрения офиолитов.

Оксбург [302] ввел термин «тектоника тонких пластин» для характеристики процесса столкновения двух плит с континентальным типом строения коры¹ и описывает этот процесс следующим образом: «Когда континентальная область приближается к зоне субдукции вследствие деструкции расположенной между ними океанической литосферы, одна часть континента достигает отмеченной зоны субдукции раньше других смежных областей (рис. 62, а, б), если отсутствует заметное совпадение форм. Силы взаимодействия тел в точке x должны препятствовать дальнейшей субдукции, тогда как в любом другом месте вдоль края плиты (например, в точках y и z) характер взаимодействия благоприятствует продолжению субдукции. Поскольку x , y и z соответствуют частям единой плиты, в точке x должен осуществляться некоторый механический «компромисс» до тех пор, пока в соприкосновение не вступит такое количество точек взаимодействующих континентов, которое необходимо для окончательного торможения вдоль границ плит и прекращения субдукции. В случае Восточных Альп механический «компромисс» выражается в расколе литосферы внутри континентальной коры. Раскол может частично ассоциироваться с куполообразным вздыманием литосферы, которое проявляется перед началом погружения в желоб. Континентальная кора возвышается над океанической более чем на 5 км, однако механическое торможение могло начаться с вступлением континентальной коры в зону субдукции. Я предполагаю, что раскалывание коры под большими углами распространяется обратно от точки торможения, после чего происходит отделение тектонических чешуй (рис. 62, б). Отделение верхней трети континентальной коры может снижать суммарную плавучесть субдуктируемой коры

¹ А. В. Пейве называет этот процесс тектоническим скупиванием и подчеркивает в своих работах, что он весьма характерен для структуры океанической плиты и возникает при столкновении плит иногда на большом расстоянии от островных дуг.— *Прим. ред.*

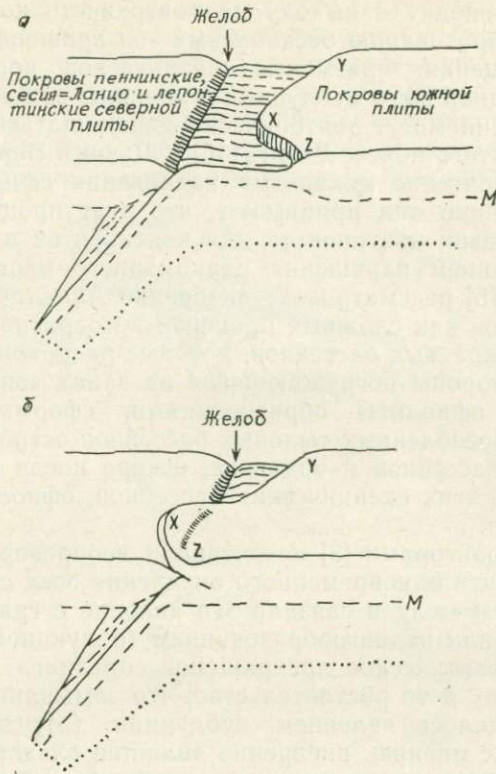


Рис. 62.

a — схематическое изображение континентальной окраины неправильных очертаний (ZXY), приближающейся к желобу на окраине другого континента; *б* — образование коровой чешуи вследствие столкновения континентов. *M* — поверхность Мохоровичича. Точечным пунктиром обозначено основание литосферы [302].

почти наполовину». Хотя Оксбург не рассматривает в своей модели океаническую кору или мантию, представляется маловероятным, что зона отделения пластин будет всегда соответствовать поверхности раздела между континентальным материалом и океанической корой (мантией).

Исследование лерцолитового массива Ланцо показало, что он представляет собой основание «пластин», развитых вдоль Альпийского шва [134], и расположен в зоне конвергенции между двумя континентальными плитами [34, 35, 294]. Таким образом, в условиях столкновения континентальных плит возможно продвижение тяжелого мантийного материала или океанической коры в виде «пластин» на континентальную кору. Рёдер [340] описывает «обращенные» зоны субдукции, где изменение направления

субдукции приводит к выходу на поверхность корней альпийского типа, образованию бескорневых зон вращения и перекрытых зон вращения. Фрагменты океанической коры из более древней холодной зоны субдукции в периоды изменения направления движения могут тектонически перемещаться вверх в область складчатого пояса. Дьюи [115] и Дьюи и Берд [117] также отдают предпочтение механизму надвигания офиолитов путем обдукции, однако они принимают, что этот процесс отражает явления коллизии континентов или континентов и дуг и не является следствием нарушения равномерного процесса субдукции. Дьюи [115] рассматривает внедрение Аппалачско-Каледонских офиолитов как сложный процесс многократного раскрытия и замыкания краевых бассейнов, которые расположены с континентальной стороны погружающейся на запад зоны субдукции. Он считает офиолиты образованиями, сформировавшимися в пределах обособленных тыловых бассейнов островных дуг или междуговых бассейнов в ордовике, вскоре после чего, в связи с замыканием этих океанических бассейнов, офиолиты подверглись обдукции.

Аббат с соавторами [3] представили неопровержимые доказательства почти одновременного внедрения всех офиолитов Тетиса в позднем мелу и связали это явление с гравитационным скольжением или надвигообразованием (обдукцией). Они отметили также фактическое прекращение спрединга в море Тетис в позднем мелу и то обстоятельство, что замыкание этого моря не сопровождалось явлением субдукции (отсутствие вулканизма). По их мнению, внедрение является следствием конвергенции разобщенных малых океанических бассейнов. Это положение может быть положено в основу новой концепции внедрения офиолитов в связи с формированием малых океанических бассейнов типа Красного моря. Эти бассейны, вероятно, имели ограниченные размеры, но характеризовались высоким тепловым потоком вплоть до поздней стадии сжатия, обусловившей их замыкание и сопровождавшейся отслоением верхних горизонтов океанической коры.

Обдукция отслоенной океанической коры в период замыкания малых океанических бассейнов должна приводить к образованию офиолитовых аллохтонов, располагающихся на краевых осадочных отложениях этих бассейнов и перекрывающихся пелагическими отложениями их же осевых зон.

3. Диапиры

В ряде случаев характер проявления офиолитов требует механизма внедрения, не связанного с движением плит. Согласно Максвеллу [255—258], диапировый подъем горячего мантийного материала сквозь континентальную и океаническую кору лучше

объясняет внутреннюю локализацию этих пород в пределах складчатых зон. Максвелл описывает процесс следующим образом [256]: «Рис. 63 иллюстрирует концепцию диапирового формирования офиолитов, согласно которой офиолиты прорывают кору, а продукты дифференциации накапливаются над ядром ультраосновного вещества... Эта модель предусматривает образование подушечных лав и эффузивных брекчий в поверхност-

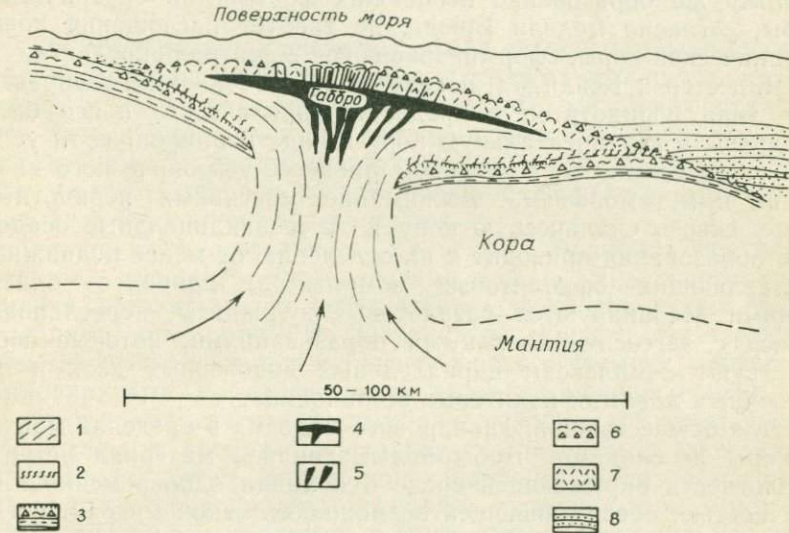


Рис. 63. Разрез гипотетического офиолитового диапира [255].

1 — перидотиты—дуниты с линиями течения; 2 — базальные серпентиниты; 3 — частично метаморфизованные осадочные образования и эффузивы, расположенные под ультраосновными породами; 4 — крупнозернистые габбро; 5 — габбро и пироксенитовые пегматиты; 6 — подушечные лавы и эффузивные брекчии; 7 — диабазы; 8 — турбидиты.

ной части аккумуляционного резервуара базальтовых лав, большая часть которых, остывая, приобретает диабазовую структуру. Непрерывный привнос базальтового материала в процессе разрастания диапира, вероятно, вызвал увеличение мощности панциря, перекрывающего резервуар, что соответственно могло привести к развитию комплекса параллельных даек, характерных для офиолитов Кипра, а также для других крупных офиолитовых пластин... Разрастание верхней части диапира в форме гриба могло привести к перекрытию вулканических и осадочных образований комплексом горячих ультраосновных пород и расположенных выше диабазов и лав, что могло вызвать наблюдаемый изредка контактовый метаморфизм. Модель объясняет также часто наблюдаемые характерные особенности офиолитов, такие, как отсутствие габбро в маломощных покровах и

отдельные случаи залегания диабазов, подушечных лав и даже радиоляриевых сланцев непосредственно на серпентинитах». Модель Максвелла представляет собой развитие гипотезы Брюна об образовании офиолитов в результате мощных подводных извержений [56] и устраняет необходимость значительных латеральных перемещений океанической коры через зоны субдукции к континентальным окраинам, требуемых моделью обдукции. К тому же образование небольших фрагментов океанической коры, согласно модели Брюна, не требует поглощения новой океанической коры, сформировавшейся в центрах спрединга.

Чидестер и Кейди [72] показали, что небольшие изолированные тела перидотитов в пределах Аппалачского пояса были внедрены в континентальную кору в виде диапиров: «Эти условия свидетельствуют о сложном процессе тектонического внедрения и метаморфизма. Выжимание массивных перидотитов вверх сквозь сиалическую кору и эвгеосинклинальные осадочные образования приводит к их отделению от менее подвижных составляющих офиолитовых комплексов; наиболее близко с ними ассоциируются базальтовые вулканиты, переслаивающиеся с эвгеосинклинальными образованиями, которые соответствуют комплексам параллельных диабазовых даек и подушечным лавам офиолитовых ассоциаций».

Для осуществления диапирового подъема в пределах мантии и коры необходимо, чтобы подымающийся материал уступал в плотности окружающей среде и обладал одновременно пластичностью, обеспечивающей возможность такой миграции. Поэтому в случае перидотитов офиолитовых комплексов необходимо допустить либо существование магмы соответствующего состава, либо преобразование перидотитов в серпентиниты. Отсутствие контактовых ореолов вокруг офиолитов является самым веским аргументом против горячего диапирового внедрения. В то же время в ряде случаев был доказан диапировый подъем серпентинитов [83]. Лумис [241—243] представил свидетельства, указывающие, что высокотемпературные перидотиты Ронда и Бени-Бушера, расположенные на противоположных берегах западной части Альборанского моря, были внедрены в виде горячих диапиров. Наличие обширных контактовых метаморфических ореолов наряду с геофизическими данными [45], которые показывают, что эти тела уходят корнями в мантию, опровергают некоторые возражения против гипотезы горячего диапирового внедрения. Массивы Ронда и Бени-Бушера сложены главным образом лерцолитами с метаморфической структурой, однако они не ассоциируются с типичными габбро, диабазами или базальтами офиолитов и, следовательно, представляют собой, по всей вероятности, континентальную мантию, а не океаническую литосферу [296]. Лумис [243] рассматривает внедрение

ультраосновных массивов Ронда и Бени-Бушера в среднетретичное время как часть процесса утонения коры и поднятия мантии под воздействием региональных напряжений растяжения, связанных с вращением Иберийского полуострова относительно Африки.

4. Гравитационное оползание, протрузии, глубинные разломы

Для объяснения явления внедрения офиолитов были привлечено много других механизмов, приемлемых для определенных ситуаций, но не являющихся универсальными. Легко представить, насколько сложной была история офиолитов после того, как они стали частью континентальной коры, особенно в том случае, если их перидотитовая составляющая подверглась серпентинизации и была вовлечена в меланж.

Тектоническая эволюция Северных Апеннин тщательно изучалась многими исследователями [112, 1, 130], которые представили доказательства перемещения офиолитов путем гравитационного оползания. В Лигурийской области океаническая кора, сформировавшаяся в течение юрского времени, перекрыта радиоляритами и залегающими выше кальционелловыми известняками. Вследствие воздымания океанической коры вместе с ее чехлом из кремнистых сланцев и пелагических известняков образовался хребет Бракко, определивший широкое развитие явлений гравитационного оползания, в связи с чем огромные глыбы офиолитов (объемом в несколько кубических километров) были перемещены и включены в виде линз в своеобразные брекчии (олистоостромы). Затем лигурийские олистоостромы, включающие связанные глыбы офиолитов, в течение третичного периода были надвинуты (в результате гравитационного оползания?) на континентальные и морские отложения Тосканского и Умбрийского бассейнов. Гравитационному оползанию этих образований содействовало формирование серпентинитов за счет лигурийских перидотитов.

Гленни с соавторами [155] и Стонли [369] допускают, что сходный механизм перемещения характерен для сомалийских офиолитов. Однако ни одна из этих моделей не дает удовлетворительного тектонического механизма воздымания древней океанической коры до уровня, достаточного для начала гравитационного оползания. Не представляется никакой другой геодинамической причины изостатического воздымания глубоководного океанического бассейна, кроме как зарождение в мантии восходящего движения типа диапира. В то же время замыкание малого океанического бассейна вследствие движения плит могло бы легко привести к воздыманию океанической коры в период столкновения двух континентальных плит при их региональном

выгибании вверх, что, следовательно, должно было бы положить начало гравитационному оползанию офиолитов на окраину континента. Таким образом, наиболее приемлемым механизмом процесса внедрения следует считать отделение офиолитов от верхних частей океанической литосферы и сопутствующее гравитационное оползание. Несмотря на то что актуалистические модели гравитационного оползания океанической коры со срединно-океанических хребтов не могут быть проверены, отмеченный механизм, видимо, следует принять как возможный, в особенности для областей с высоким тепловым потоком, где океаническая литосфера все еще сохраняет пластичность на малых глубинах [46].

Тектоническая мобильность серпентинитов привлекала внимание ряда исследователей [267, 228, 238, 239], рассматривавших это явление как внедрение в холодном состоянии, внедрение в твердом состоянии или как тектоническое внедрение. Локвуд [239] для обозначения отмеченного тектонического процесса предложил термин «протрузия» и выдвинул следующую модель внедрения: «Согласно этой модели, океаническая литосфера, сложенная, по крайней мере частично, серпентинитами, субдуктируется под континентальное поднятие в течение ранних фаз геосинклинального развития, причем процесс погружения сопровождается постепенным повышением температуры. Минимальная температура, при которой может начаться частичная дегидратация серпентина, равна 300°C. Как было описано в предыдущем разделе, дегидратация даже незначительного количества серпентина может обусловить локальное поровое давление воды, приводящее к возникновению трещин в породах и резкому уменьшению их прочности. В этом случае устанавливаются нестабильные условия, так как относительно менее плотные серпентиниты оказываются перекрытыми более плотными породами. Описанная ситуация типична для соленосных осадочных серий, и, подобно соли, серпентиниты могут протрудировать вверх. Механизмы, вызывающие начало протрузии, неизвестны, однако в областях субдукции в пределах надвигающихся плит следует ожидать образования разломов, которые могут служить каналами для протрузии. ...серпентиниты, выжатые однажды на земную поверхность, будут далее устремляться вниз по склону, образуя хаотические отложения (олистостромы) и экзотические глыбы (олистолиты) в желобах, в бассейнах, расположенных между поднятиями, или на дне глубоководных морских впадин». Примеры серпентинитовых протрузий чрезвычайно многочисленны, и в ряде ситуаций механизм, предложенный Локвудом, вполне приемлем, однако в случае довольно мощных и слабо деформированных офиолитовых пластин отмеченная модель внедрения выглядит весьма маловероятной. Повышен-

ная подвижность серпентинизированных перидотитов в пределах складчатых поясов, по-видимому, является наиболее существенным фактором в разделении офиолитовых комплексов на отдельные составляющие, что должно учитываться при тектонических реконструкциях.

Все вышеизложенное приводит нас к рассмотрению вопроса о внедрении офиолитов вдоль глубинных разломов. Для обоснования тектонической ситуации внедрения перидотитов в земную кору в твердом состоянии советские геологи выдвинули идею о наличии глубинных разломов, уходящих в мантию [312, 327, 226]¹. Согласно этой концепции, мобильные складчатые зоны ограничены глубинными разломами, проявляющими активность в течение длительного геологического времени.

Предполагается, что разломы проходят сквозь земную кору, проникают в мантию и что движение вдоль них направлено в основном вертикально. Совместное нахождение прерывистых удлиненных линз ультраосновных пород и метаморфических минералов высокого давления вдоль рассматриваемых глубинных разломов интерпретируется как показатель крупномасштабных вертикальных движений, в результате которых мантийный материал и метаморфические породы высокого давления могли быть подняты к поверхности. Пожалуй, наиболее хорошо изученным глубинным разломом является Альпийский шов, который представляет собой основную структуру Альп. Он отделяет герцинские структуры и область развития метаморфических пород к югу от них от более молодых альпийских покровов на севере; раньше его связывали с концепцией «корневой зоны» [145]. Важно отметить, что ряд перидотитовых тел, таких, как Финеро и Ланцо, расположены висячем боку Альпийского шва. Геофизические исследования показали, что Альпийский шов сопровождается положительными гравитационными аномалиями и что скорости распространения сейсмических волн указывают на предположительное проникновение корней перидотитовых тел в мантию [34, 35, 314, 195]. Имеющиеся данные свидетельствуют о возможности внедрения мантийных перидотитов в твердом состоянии вдоль глубинного разлома. Эти перидотиты, однако, не являются типичными для разреза офиолитов и не сопровождаются ассоциирующимися с ними основными породами [296]. Таким образом, становится очевидным, что возможны несколько путей внедрения офиолитов; возникшие недоразумения связаны с тем, что для иллюстрации процессов внедрения офиолитов в качестве примеров использовался ряд магматиче-

¹ Автор ссылается на работы, опубликованные задолго до появления данных о геологическом строении коры океанов, которые позднее позволили этим же ученым сравнивать офиолиты с корой океанического типа.— *Прим. ред.*

ских тел основного—ультраосновного состава, не относящихся к офиолитам.

Высокотемпературные лерцолиты, такие, как Бени-Бушера, Ронда, Ланцо, Финеро и другие, явно не относятся к офиолитам и должны быть отнесены к особому классу, как это предположили Николас и Джексон [296]. Механизм внедрения высокотемпературных лерцолитов вдоль глубинных разломов и в виде мантийных диапиров требует, по всей вероятности, сохранения минеральных ассоциаций высоких давлений и температур, в то время как надвигание большинства офиолитовых покровов лучше объясняется тектоникой в приповерхностных условиях, в частности гравитационным оползанием, обусловленным субдукцией или обдукцией. Прежде чем устанавливать последовательность событий внедрения, необходимо провести тщательное геологическое исследование явлений деформации офиолитовых покровов, возникших после их надвигания, а также явлений серпентинизации и метаморфизма. Осложнения, возникающие в связи с метаморфизмом (серпентинизацией), уже рассматривались в главе, посвященной петрологии метаморфических пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ, ТЕКТОНИЧЕСКОЕ
И ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЧЕТЫРЕХ
РЕГИОНОВ РАЗВИТИЯ ПОРОД
ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

1. Введение

Для обобщенного описания петрологических, тектонических и геофизических особенностей офиолитов были выбраны четыре региона, в пределах которых распространены породы офиолитовой ассоциации. В настоящей главе представлены основные данные, позволяющие рассматривать эти офиолиты в качестве возможных представителей древней океанической коры. Три региона из описанных здесь я либо посещал, либо изучал. Я также неоднократно обсуждал проблемы, связанные с офиолитами Папуа Новая Гвинея, с д-ром Девисом и проблемы офиолитов Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд, с проф. Уильямсом. Таким образом, представленные ниже описания основаны на единой точке зрения и предусматривают обобщение имеющихся данных с позиции единой концепции. Вполне вероятно, что исследователи, придерживающиеся иных взглядов, могут придать значению ряду аспектов, которыми я пренебрег. Тем не менее я старался представить основные данные, сопровождая их минимумом интерпретации.

Ниже станет очевидным, что материалы детальных петрологических исследований по этим четырем офиолитовым комплексам явно недостаточны. Для успешного сопоставления этих образований с гораздо более полно охарактеризованными петрологически изверженными породами океана необходимо уделить должное внимание изучению офиолитов. Будущие исследования должны охватить не только петрологические проблемы, но и проблемы стратиграфии, структуры, метаморфизма и геофизики каждого из офиолитовых проявлений, что послужит основой более совершенного синтеза.

Тесная связь офиолитов с главными шовными зонами Земли позволяет рассматривать их в качестве индикаторов границ древних плит. Четыре офиолитовых комплекса, описываемые в настоящей главе, занимают, по-видимому, подобные пограничные позиции и могут использоваться как доказательство в пользу этого представления. Однако имеются достаточные основания предполагать, что в некоторых случаях офиолиты могут представлять собой древние островные дуги, и поэтому следует соблюдать большую осторожность при интерпретации

малоизученных комплексов основного—ультраосновного состава в качестве офиолитов, маркирующих древние шовные зоны. Необходимо многосторонне изучить офиолиты, прежде чем использовать их для решения проблем тектоники плит. Аллохтонная природа может быть установлена только путем тщательного картирования, и эта особенность хорошо иллюстрируется на картах, представленных в настоящей главе. Пелагические отложения, переслаивающиеся с подушечными лавами, позволяют установить возраст магматических пород офиолитов. Радиометрическое датирование метаморфических ореолов, расположенных в основании офиолитовых тел, дает максимальный возраст тектонического надвигания офиолитов, а более молодые осадочные образования, расположенные трансгрессивно на тех же офиолитах, ограничивают верхний возрастной предел этого надвигания. Геофизические измерения могут пролить свет на структурные особенности, размер и форму офиолитовых тел. Петрологические соотношения должны отражать магматические процессы, характеризующие формирование океанической коры, в отличие от процессов магматизма континентальных провинций. В последующих описаниях предпринята попытка по мере возможности охватить большинство упомянутых аспектов, однако, как скоро убедится читатель, мы не располагаем всеми необходимыми данными для соответствующих выводов. Дальнейшие исследования по проблеме происхождения офиолитов должны восполнить этот пробел.

2. Офиолиты Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд

2.1. Геологическая обстановка. В западном Ньюфаундленде вблизи Хеа-Бей и зал. Бей-оф-Айлендс офиолитовые комплексы представлены аллохтонными пластинами, образующими самые верхние структурные этажи Северо-Западной платформы (рис. 64). Офиолитовый комплекс Бей-оф-Айлендс слагает зону северо-восточного простирания протяженностью 96 км и шириной 24 км и состоит из четырех отдельных комплексов основного—ультраосновного состава (рис. 64). Офиолитовому комплексу Бей-оф-Айлендс посвящен ряд великолепных работ и, пожалуй, это единственная область, почти полностью охарактеризованная геологически [202, 203, 97, 58, 354, 338, 367, 76, 117, 421, 422, 75, 423, 424, 115].

Весь комплекс аллохтона располагается на автохтоне, фундамент которого сложен докембрийскими кристаллическими породами провинции Гренвилл (800—1000 млн. лет). Гренвиллское окно докембрийских кристаллических пород рассматривается как древняя континентальная окраина восточной части Северной Америки [42]. Породы фундамента несогласно перекрывает

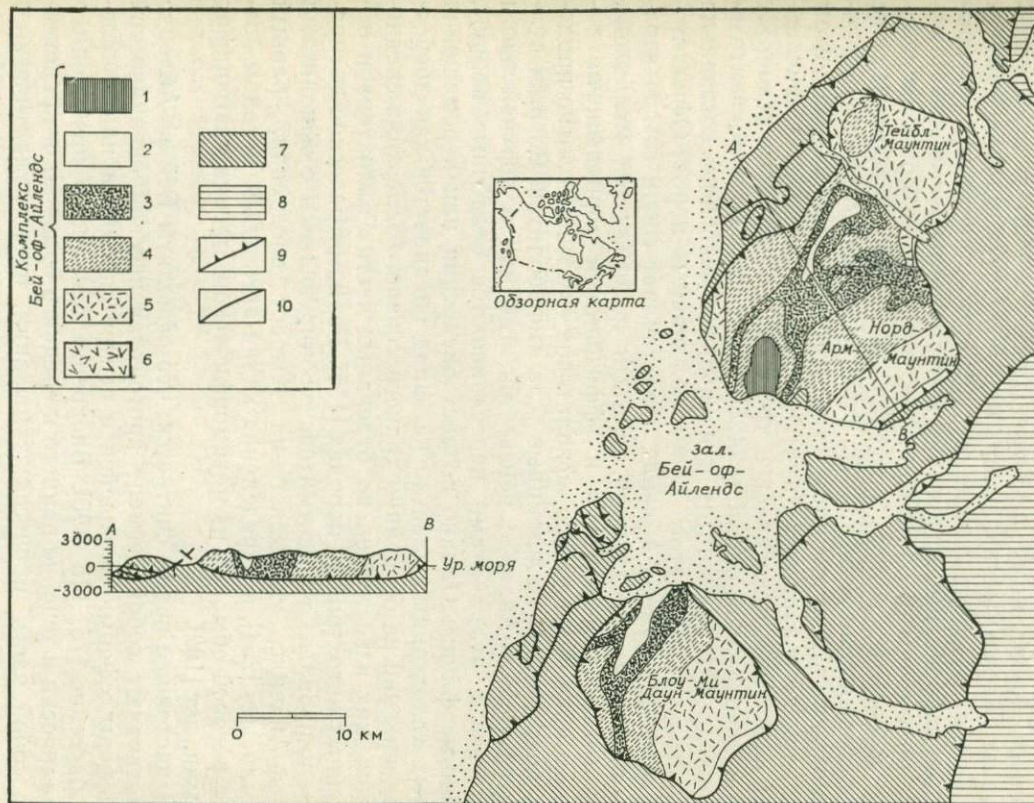


Рис. 64. Геологическая карта района распространения офиолитов Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд [423, 422].

Аллохтонные породы: 1 — обломочные осадочные породы; 2 — основные подушечные лавы; 3 — параллельные и брекчированные дайки; 4 — габбро; 5 — ультраосновные породы; 6 — метаморфический ореол; 7 — структурные пластины изверженных и осадочных пород. *Автохтонные породы:* 8 — кембрийские и ордовикские карбонатные отложения. 9 — надвижки; 10 — нормальные сбросы.

ваются осадочной толщей кембрия—ордовика, сложенной обломочными породами основного состава, источник которых расположен к западу. Описываемая толща вверх по разрезу постепенно переходит в мощные карбонатные отложения, образовавшиеся, по-видимому, в мелководных условиях вдоль древней окраины Северо-Американского континента (комплекс Хамбер-Арм-Слайс). Перемещенные структурные пластины, перекрывающие карбонатные отложения континентального шельфа, сложены обломочными образованиями, источник которых располагался к востоку, откуда поступал обломочный материал из офиолитовых обнажений [367]. Этот аллохтонный кембро-ордовикский комплекс является стратиграфическим эквивалентом подстилающего западного платформенного разреза, однако породы комплекса отлагались в тропе, расположенном к востоку от континентальной окраины [425]. Имеются также доказательства внедрения вулканитов и интрузивов основного состава на отдельных участках этого клина обломочных пород. Офиолитовый комплекс Бей-оф-Айлендс представляет собой самую верхнюю пластину аллохтона и местами подстилается меланжем, основными метаморфитами и эффузивными породами; на восточном крае к основанию офиолитовой пластины плотно прилегают прерывистые маломощные тела амфиболитов. Возраст вулканитов Бей-оф-Айлендс неизвестен, так как в верхней части комплекса с вулканитами переслаиваются осадочные породы, лишенные фауны. Однако возраст внедрения или перемещения разных аллохтонных пластин на запад оценивается как досреднеордовикский на основании трансгрессивного залегания среднеордовикских известняков на отдельных частях аллохтона и обнаженных автохтонных породах [115]. Радиометрическое датирование циркона из трондьемитов, ассоциирующихся с офиолитами Бей-оф-Айлендс, указывает на возраст внедрения, равный 508 млн. лет [254], а определения калий-аргоновым методом возраста роговой обманки из метаморфического ореола дают цифру 460 млн. лет [102].

В настоящее время считается, что офиолиты Бей-оф-Айлендс представляют собой сегмент протоатлантической океанической литосферы, сформировавшейся в центре спрединга или в краевом бассейне [75, 115, 425]. Внедрение офиолитов происходило спорадически в течение раннего и среднего ордовика и представляло собой часть процесса замыкания прото-Атлантического океана. Это событие относится к таконскому орогенезу в Аппалачах и наглядно описано Уильямсом и Стивенсом [425] следующим образом: «Механизм этих преобразований неясен, однако он привел к формированию серий прибрежных островных дуг, обдукции океанической литосферы и мантии через континентальную окраину на шельф, деформации и метаморфизму

осадков, прилегающих к континенту, перемещению осадочных толщ континентального склона через шельф в западном направлении и сносу обломочных отложений, трансгрессивно расположенных в пределах континентальной окраины; этим полностью завершилось замыкание прото-Атлантического океана в Северных Аппалачах». В дополнение к данному краткому изложению следует отметить, что аллохтонная природа офиолитов Бей-оф-Айлендс бесспорна; на это указывает, в частности, полное отсутствие питающих даек и некков как в аллохтонных, так и автохтонных образованиях.

2.2. Особенности внутреннего строения. Офиолитовый комплекс Бей-оф-Айлендс в общем может быть подразделен на следующие единицы, образующие последовательный разрез снизу вверх: 1) метаморфический ореол, сложенный амфиболитами, которые, очевидно в пределах нескольких метров, постепенно сменяются вниз ассоциацией зеленых сланцев; 2) разрез перидотитов; 3) переходная зона (критическая зона Смита [354]); 4) разрез габбро; 5) комплекс параллельных даек и 6) вулканы (рис. 65). Карты Смита [354] и Уильямса [422] показывают, что образования переходной зоны и габбро расположены на перидотитах с резким несогласием.

Перидотиты (табл. 15) обнаруживают полосчатую или слоистую текстуру, прослеживающуюся на большие расстояния. Уильямс и Стивенс [425], а также Смит [354] указывают на крутые (до 70°) северо-восточные падения этой полосчатости в Тейбл-Маунтин и Норд-Арм-Маунтин. Отсутствие изоклинальной складчатости позволило Уильямсу и Стивенсу [425] определить мощность перидотитов, равную 4 км, что иллюстрируется разрезом в Норд-Арм-Маунтин. Перидотиты представлены двумя основными типами — дунитами и гарцбургитами, наблюдаемая полосчатость обусловлена колебаниями содержания оливина и ортопироксена. Полосы проявляют очевидную прерывистость, выклиниваясь и утолщаясь, но не образуют, однако, кумулятивных структур [354]. Части перидотитового разреза вдоль ТROUT-Ривер-Понд, изученные автором, подверглись интенсивной тектонической переработке в основании; это явление, хотя и в меньшей степени, видимо, прослеживается почти до переходной зоны. Дуниты содержат раздробленные и деформированные зерна оливина, однако наложенная серпентинизация изменила большинство первичных силикатов и затушевала первичные структуры. Гарцбургиты обычно содержат примерно 75% оливина и 25% ортопироксена и также претерпели интенсивную серпентинизацию [354]. Аксессуарный хромит содержится как в дунитах, так и в гарцбургитах. Согласно Ирвину и Финдли [205], содержание Cr_2O_3 в перидотитовой зоне колеблется от 0,04 до 0,31%. Состав оливина в перидотитах исключительно

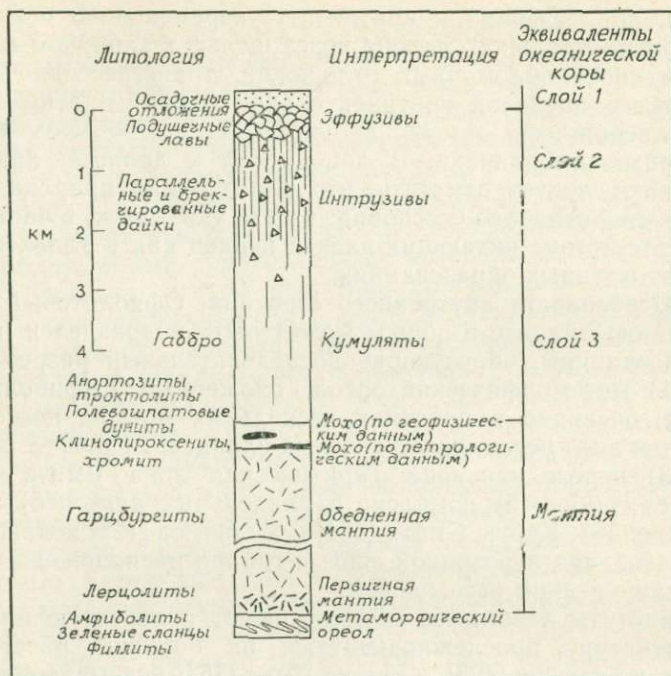


Рис. 65. Интерпретация офиолитов Бей-оф-Айлендс как океанической коры и мантии.

Мощности оцениваются согласно данным геологического картирования [425].

постоянен и не проявляет прогрессивного изменения в вертикальном разрезе. Аналогичное постоянство обнаруживает в перидотитах и отношении $Mg/Mg+Fe$, рассчитанное по породе в целом; минералогические особенности хромита также остаются примерно постоянными. На основании данных химических анализов Ирвин и Финдли [205] пришли к заключению, что перидотиты должны, видимо, представлять собой остаток частичного плавления, а не результат фракционной кристаллизации. Черч и Стивенс [76] и Черч [75] отмечают в основании перидотитов, в лерцолит-ариежитах мантийные минеральные парагенезисы высокого давления. Они описывают следующие парагенезисы: оливин—ортопироксен—клинопироксен—шпинель (лерцолит), клинопироксен—ортопироксен—шпинель (ариежит), оливин—керсутит—ортопироксен—клинопироксен—цейлонит (керсутитовый лерцолит) и керсутит—клинопироксен—гранат—цейлонит (гранатсодержащий амфиболовый ариежит). Высокое содержание глинозема в шпинели и клинопироксене указывает на их

Таблица 15

Средний химический состав и нормативный минеральный состав различных типов пород офиолитов Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	43,05	41,78	41,85	46,62	47,81	49,43	51,80	50,22	75,38
Al ₂ O ₃	2,52	2,58	6,82	21,74	21,32	18,78	15,79	16,14	13,27
FeO	7,82	7,91	8,95	4,47	5,47	6,77	9,31	9,56	2,66
MgO	45,00	45,60	36,73	9,63	8,18	8,05	8,00	9,09	1,21
CaO	0,80	1,24	4,21	15,79	13,87	13,11	9,37	10,58	1,11
Na ₂ O	—	0,11	0,16	1,41	2,69	2,99	3,79	4,59	6,03
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,21	0,53	0,64	0,11
TiO ₂	—	—	0,28	0,15	0,52	0,62	1,05	1,82	0,17
P ₂ O ₅	—	—	0,01	—	—	—	0,11	0,11	0,02
MnO	0,11	0,13	0,14	0,05	0,08	0,01	0,21	0,21	0,05
Cr ₂ O ₃	0,39	0,33	0,60	0,11	0,04	0,02	0,03	0,02	—
NiO	0,31	0,33	0,25	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	—

Нормативные минералы

Q	—	—	—	—	—	—	—	—	33,6
C	1,1	0,2	—	—	—	—	—	—	1,3
Or	—	—	—	—	—	1,2	3,1	3,8	0,7
Ab	—	1,0	1,3	8,2	15,5	20,0	32,1	25,8	51,0
An	4,0	6,1	18,0	53,0	46,1	37,2	24,5	21,5	5,3
Ne	—	—	—	2,0	3,9	2,9	—	7,1	—
Di	—	—	2,3	20,3	18,3	22,6	17,5	25,0	—
Hu	15,2	3,7	4,1	—	—	—	2,6	—	7,7
Ol	79,1	88,6	72,8	16,0	15,1	14,9	17,9	13,1	—
Cm	0,6	0,5	0,8	0,2	0,1	0,03	0,05	0,03	—
Il	—	—	0,5	0,3	1,0	1,2	2,0	3,4	0,3
Ap	—	—	0,03	—	—	—	0,3	0,3	0,05

Нормативный состав вычислен после пересчета всего железа на FeO, вычитания из анализов H₂O и CO₂ и приведения суммы к 100%.

1. Разрез перидотитов, среднее из 19 анализов, Тейбл-Маунтин [205]. 2. Разрез перидотитов, среднее из 13 анализов, Норд-Арм-Маунтин [205]. 3. Кумулятивный полевшпатовый дунит (переходная зона), среднее из 5 анализов, Тейбл-Маунтин [205]. 4. Кумулятивное оливиновое габбро (разрез габбро), среднее из 20 анализов, Тейбл-Маунтин [205]. 5. Кумулятивное оливиновое габбро (разрез габбро), среднее из 10 анализов, Норд-Арм-Маунтин [205]. 6. Габбро, среднее из 2 анализов, Норд-Арм-Маунтин [423]. 7. Параллельные дайки (дайковый комплекс), среднее из 6 анализов, Бей-оф-Айлендс [423]. 8. Подушечная лава, среднее из 3 анализов, Бей-оф-Айлендс [423]. 9. Альбитовый гранит, Норд-Арм-Маунтин [205].

мантейное происхождение. Распространение этих пород, однако, ограничено очень узкой зоной в основании разреза перидотитов и тесно связано с метаморфическим ореолом, описанным Уильямсом и Смитом [424].

Породы метаморфического ореола сложены парагенезисом пироксен—гранат—амфибол—плагноклаз и проявляют признаки многофазной деформации. Уильямс и Смит [424] отмечают понижение степени деформации и степени метаморфизма (от амфиболитов к зеленым сланцам) в структурном отношении вниз, от контакта с перидотитами до неметаморфизованных надкоровых основных вулканитов, в пределах расстояния менее 300 м. Они связывают эти метаморфические ореолы с контактовой динамотермальной перекристаллизацией вследствие обдукции и перемещения горячей океанической коры и мантии на ранних стадиях таконской фазы орогенеза.

Переходная зона (табл. 15) характеризуется первым появлением плагноклаза в породах с кумулятивными структурами. Из имеющихся описаний неясно, были ли обнаружены бесспорные кумулятивные структуры в разрезе перидотитов; полосчатые или расслоенные породы переходной зоны сложены главным образом кальциевым плагноклазом, клинопироксеном, оливином, ассоциирующимися с небольшими количествами хромита, магнетита и сульфидов. Мощность слоев, имеющих, видимо, ограниченную горизонтальную протяженность, колеблется от нескольких сантиметров до 100 м [354]. Главными типами пород переходной зоны являются плагноклазодержащие дуниты, троктолиты, анортозиты и клинопироксениты, которые, однако, могут переслаиваться с кумулятивными дунитами и клинопироксенитами. Мы не располагаем информацией относительно наличия или отсутствия элементов цикличности в комплексе Бей-оф-Айлендс, характерной для расслоенных интрузий основного—ультраосновного состава [212]. Оливин расслоенных единиц богаче железом (Fe_{83-89}), чем оливин подстилающих перидотитов [205]. Плагноклаз обычно очень богат кальцием (выше Ap_{80}) и не проявляет реакционных взаимоотношений с оливином. В основании полосчатой зоны и в верхних частях разреза перидотитов наблюдаются небольшие несогласные полосы и гнезда клинопироксенитов. Для переходной зоны характерна деформация слоев; как отметил Смит [354], расслоенность переходной зоны не совпадает с полосчатостью подстилающих перидотитов.

Породы верхней части переходной зоны обычно чередуются с габбро, а вверх по разрезу переходная зона перекрывается габбро (табл. 15). Габбро, расположенные выше переходной зоны, в общем массивны и характеризуются слабо выраженной полосчатостью. По объему габбро не уступают перидотитам; они сложены переменными количествами плагноклаза (Ap_{70-80}) и

клинопироксена совместно с небольшим количеством оливина (Fe_{80}) и выделившимся позже них магнетитом. Серия образцов габбро, отобранных из района Норд-Арм-Маунтин, указывает на прогрессивное понижение отношения $Mg/Mg+Fe$ вверх по разрезу от контакта с перидотитами. На основании этого Ирвин и Финдли [205] предположили, что габбро и расслоенные породы переходной зоны, возможно, сформировались вследствие фракционной кристаллизации. В разрезе габбро были описаны кварцевые диориты (плагιοграниты, табл. 15), отражающие, очевидно, процесс дифференциации малого масштаба в пределах этого разреза.

Уильямс и Малпас [423] описали комплекс параллельных даек (табл. 15), местами сильно брекчированный, располагающийся в структурном отношении выше габбро и ниже перекрывающих этот комплекс вулканитов. Дайки характеризуются общим северо-западным простиранием и крутым падением на юго-запад и северо-восток. Дайки продолжаются вниз, в габбро, и ориентированы перпендикулярно главному контакту диабазов с габбро, расположенному северо-восточнее. При приближении к контакту габбро с комплексом параллельных даек число даек в габбро возрастает, пока наконец участки габбро не исчезнут полностью и комплекс окажется всецело сложенным только дайками, характеризующимися зонами краевой закалки относительно друг друга. Такие взаимоотношения явно указывают на более поздний возраст даек по сравнению с габбро. По мнению Уильямса и Малпаса [423], широко развитое брекчирование даек связано с влиянием летучих составляющих магм (флюидизацией), проявившимся на поздней стадии формирования даек. Дайки мелкозернисты, характеризуются диабазовой или порфировой структурой; первичные минералы представлены плагиоклазом, клинопироксеном и магнетитом. Повсеместно распространенный наложенный термальный метаморфизм привел к замещению первичных минералов метаморфическим минеральным парагенезисом, отвечающим зеленосланцевой или пренит-пумпеллиитовой фациям: актинолит—эпидот—хлорит—цоизит—пренит—пумпеллиит [423, 127]. Термальный метаморфизм низкой ступени не сопровождался деформацией. Подстилающие габбро обнаруживают признаки аналогичного метаморфизма, но выраженного в гораздо меньшей степени.

Характер контакта между комплексом параллельных даек и перекрывающими их вулканитами менее ясен. Уильямс и Малпас [423] описывают случаи четкого проникновения параллельных даек вверх, в перекрывающие вулканиты. По-видимому, вулканические породы (табл. 15) также испытали влияние термального метаморфизма; они представлены потоками измененных зеленых и красных основных лав и брекчиями подушечных

лав, содержащими незначительное количество кератофинов. Подушечные текстуры в вулканитах указывают на их морское происхождение. Подушечные образования перекрываются нижнеордовикской толщей обломочных отложений, сложенной песчаниками, сланцами, алевритами и галечным конгломератом [422]. Имеющиеся данные об офиолитовом комплексе Бей-оф-Айлендс не содержат четких указаний на переслаивание вулканитов с абиссальными отложениями. Последние отсутствуют также и в аллохтонном комплексе Хамбер-Арм.

2.3. Результаты петрологических, тектонических и геофизических исследований. Офиолиты Бей-оф-Айлендс, пожалуй, сохранили почти полную информацию о своей эволюции. Судя по внутренним признакам, базальные перидотиты, вероятно, образовались в мантии, а гарцбургиты—дуниты представляют собой остаточный продукт процесса частичного плавления. Структурный перерыв между базальными перидотитами и переходной зоной наряду с довольно резкой сменой однородных слабо деформированных гарцбургитов—дунитов кумулятивными расслоенными породами, содержащими кальциевый плагиоклаз, оливин и клинопироксен, отражают полную смену глубинных мантийных процессов малоуглубинной фракционной кристаллизацией базальтового расплава. Более высокое отношение Al/Cr в акцессорном хромите подстилающих перидотитов по сравнению с массивным хромитом, развитым вблизи переходной зоны, указывает на то, что массивный хромит может соответствовать основанию зоны кумулятов [354, 205]. Переходная зона и габбро, по-видимому, представляют собой малоуглубинное расслоенное тело основного состава, сформировавшееся позже подстилающих метаморфизованных перидотитов. Химические и петрологические данные указывают на образование переходной и габбровой зон путем фракционной кристаллизации базальтового расплава. Существует, однако, и другое несогласие между дайковым комплексом и габбро, что выражается в деформации габбро, предшествовавшей внедрению даек. Как отмечалось в предыдущих разделах, рои даек обычно интерпретируются как серии вертикально расположенных параллельных тел, сформировавшихся в осевой зоне спрединга [286], и если эти дайки являются дериватами подстилающих кумулятивных габбро, то они должны располагаться перпендикулярно расслоенности по крайней мере в период своего формирования. Мы наблюдаем дайки диабазов с закаленными краевыми зонами, продолжающиеся вниз, в габбро, первичная расслоенность которых претерпела либо вращение, либо складчатость и поэтому не перпендикулярна ориентации роев даек. Однако данные по химизму пород указывают на то, что габбро и породы переходной зоны произошли, по-видимому, из той же основной магмы, с которой

связано образование комплекса параллельных даек и перекрывающих его вулканитов. Структурное несогласие между роями даек и габбро отражает деформацию, прервавшую направленный процесс эволюции одной и той же магмы. Брекчирование, наблюдаемое в дайках, произошло в следующий период деформации, в эпоху формирования офиолитов. Все внутренние петрологические особенности офиолитов, по всей видимости, не связаны с окружающими породами, что объясняется формированием офиолитов в океанической области.

Пожалуй, к наиболее сложным вопросам, возникающим в случае трактовки офиолитов Бей-оф-Айлендс как океанических образований, следует отнести вопрос о происхождении метаморфического ореола в их основании. Полевые наблюдения Уильямса и Смита [424] совершенно определенно показали, что исходными породами метаморфического ореола являются надкоровые осадочные породы, которые к северу в комплексе Хеа-Бей фациально замещаются основными эффузивами. Если эти метаморфические ореолы возникли вследствие воздействия горячих перидотитов, то тогда эти перидотиты, несущие признаки частичного плавления в условиях мантии, должны были сохранять достаточное количество тепла в процессе своего перемещения, чтобы вызвать упомянутый метаморфический процесс при соприкосновении с аллохтонными пластинами Хамбер-Арм. Следовательно, перидотиты должны были отделиться от мантии вскоре после своего образования. Хотя мощность метаморфических ореолов не превышает 300 м, для их возникновения температура перидотитов должна была быть не менее 600°C. С другой стороны, амфиболиты могут представлять собой тонкие пластины основных океанических пород, метаморфизованных в пределах океанической литосферы или континентальной окраины до перемещения офиолитов в западном направлении. Специфические минеральные ассоциации лерцолитов и ариезитов в перидотитах у контактов с метаморфическими породами указывают на довольно интенсивный глубинный метаморфизм и метасоматоз. Для удовлетворительного объяснения причин образования этих необычных пород в основании перидотитов требуются дальнейшие детальные минералогические и петрологические исследования.

Для окончательного суждения о действительной форме офиолитового комплекса Бей-оф-Айлендс недостаточно полагаться только на данные геологического картирования. В ранних исследованиях Ингерсона [202, 203], Купера [97] и Смита [354] отдельные офиолитовые массы Бей-оф-Айлендс считались автохтонными магматическими плутонами, тогда как, согласно современным интерпретациям, они должны представлять собой бескорневые аллохтонные пластины. Гравитационные аномалии

Буге дают дополнительные сведения о форме офиолитов Норд-Арм-Маунтин [416]. Сопоставление рассчитанных аномалий с наблюдаемыми не позволяет прийти к однозначному выводу. Однако, согласно геофизическим данным, можно предположить, что офиолитовые массы Бей-оф-Айлендс являются бескорневыми образованиями и наилучшим образом интерпретируются как мощные горизонтальные пластины. Таким образом, геологические и геофизические данные подтверждают, что офиолиты Бей-оф-Айлендс представляют собой перемещенные пластины океанической коры, надвинутые на континентальную окраину в среднем ордовике.

3. Офиолитовый комплекс Троодос, Кипр

3.1. Геологическая обстановка. Остров Кипр (территория 9300 км²) расположен в восточной части Средиземного моря в 75 км к югу от побережья Турции и 105 км к западу от побережья Сирии. На острове выделяются два субпараллельных горных пояса широтного простирания и разделяющая их центральная равнина, которые составляют основные топографические единицы Кипра. Складчатые мезозойские осадочные породы хребта Кирения образуют слабо вогнутую дугу вдоль северного побережья острова и считаются самыми южными отрогами хребта Тавр и Динарских Альп. К югу от них располагается хребет Троодос, который почти полностью сложен аллохтонным офиолитовым комплексом (88×29 км) (рис. 66). Офиолитовый комплекс Троодос детально закартирован в масштабе 1 : 32 000 [427, 18, 26, 147], а для всего острова имеется геологическая карта более мелкого масштаба (1 : 250 000) [28]. Высококачественные съемочные работы, проведенные Геологической службой Кипра, позволили установить основные черты геологического строения острова; это в свою очередь стимулировало дальнейшие более детальные исследования, в результате которых комплекс Троодос стал наиболее хорошо изученной офиолитовой ассоциацией на земном шаре [148, 150, 286, 315, 166, 234, 152, 272, 248, 263, 361]. Офиолитовый комплекс Троодос рассматривается как сохранившаяся часть океанической коры, сформировавшаяся в мезозое в процессе развития моря Тетис [219, 286, 353, 152, 266].

Самыми древними осадочными породами, установленными на Кипре, являются глубоководные хемогенные отложения окислов железа и марганца (limbers) и радиоляриевые глинистые сланцы (формация Перапедхи), несогласно перекрывающие кровлю подушечных лав. Последние считаются самой верхней стратиграфической единицей офиолитового комплекса Троодос. Возраст хемогенных отложений определяется как

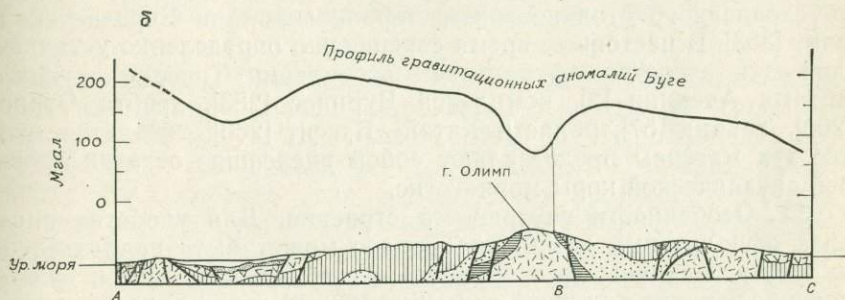
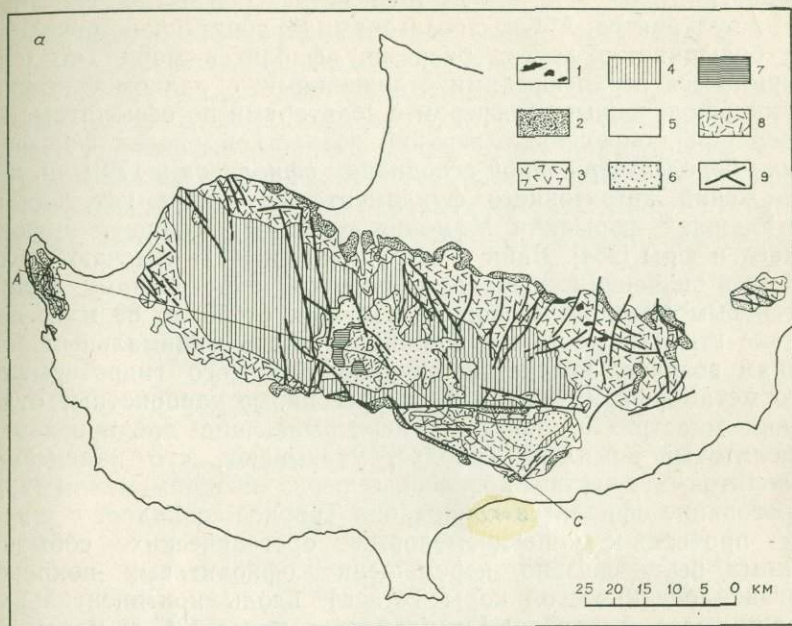


Рис. 66.

а — геологическая карта офиолитового комплекса Троодос, Кипр [28]; б — разрез офиолитового комплекса Троодос и соответствующий профиль гравитационных аномалий Буге [150]. (Вертикальный масштаб по сравнению с горизонтальным удвоен.)
 1 — пелагические хомогенные отложения; 2 — верхние подушечные лавы; 3 — нижние подушечные лавы; 4 — серия параллельных даек; 5 — плагиограниты; 6 — габбро; 7 — кумулятивные перидотиты; 8 — метаморфизованные перидотиты; 9 — разломы.

кампанский [333, 332]; это верхний возрастной предел формирования вулканитов. Аббат с соавторами [3] убедительно показали, что большинство других разрезов офиолитов моря Тетис перекрывается верхнеюрскими отложениями, а радиометрические данные, полученные Ланфером с соавторами по офиолитам Динарид [233], определяют верхний возрастной предел формирования пород изверженной ассоциации офиолитов в 170 млн. лет. Обнажений автохтонного фундамента на Кипре нет, однако в малянках формации Мамония описаны осадочные породы триаса и юры [234]. Вайн с сотрудниками [411] отмечают колебания в значениях возраста офиолитов, определенных калий-аргоновым методом по породе в целом, от 56 до 89 млн. лет, однако эти данные также должны отвечать минимальным значениям возраста вследствие широко развитого гидротермального метаморфизма пород. Трансгрессивные карбонатные отложения маастрихта, частично перекрывающие эродированный офиолитовый комплекс Троодос, указывают, что надвигание офиолитовых пластин произошло перед поздним мелом [252]. Образование офиолитового покрова Троодос совпадает с широким проявлением позднемеловых орогенических событий. С ними было связано перемещение офиолитовых покровов (древней океанической коры Тетиса) вдоль континентальных окраин всего Альпийско-Гималайского пояса [3]. В целом не вызывает сомнений тот факт, что океаническая область Средиземноморья (Тетис) формировалась между юрой и мелом в процессе спрединга морского дна. Основная часть океанической области была уничтожена до или во время альпийского орогенеза, обусловленного столкновением Африканской и Евразийской плит [353]. В настоящее время совершенно определенно устанавливается сходство офиолитовой ассоциации Троодос с офиолитами Апеннин [2], комплекса Вуринос [283], хребта Отрис [200], Таврид [57], области Хатай—Бассит [266]; считается, что все эти массивы представляют собой уцелевшие остатки древней океанической коры моря Тетис.

3.2. Особенности внутреннего строения. Для удобства анализа офиолитовый комплекс Троодос может быть подразделен на четыре единицы (сверху вниз): 1) подушечные лавы, включающие верхние и нижние лавы Бир [28]; 2) серия параллельных даек диабазов, включающих базальную группу Уильсона [427]; 3) габбро и гранофиры, включающие кумулятивные основные породы (переходная зона); 4) перидотиты (рис. 67). Перидотиты и их серпентинизированные аналоги пользуются ограниченным развитием и представлены следующими малыми телами неправильной формы: 1) структурным куполом на вершине горы Олимп, в основании которого проходит разлом, ограничивающий ядро перидотитов; 2) сложной в тектоническом отноше-

нии областью Лимасол, имеющей широтное простирание и расположенной к юго-востоку от горы Олимп (рис. 66). Контакт перидотитов и более древних автохтонных пород нигде не обнаружен. В ранних работах перидотиты описывались как интрузивные магматические породы [427, 26], прорывающие габброиды, однако все контакты между этими породами являются тектоническими и подчеркиваются расланцеванием серпентинизированных перидотитов. Крупная отрицательная гравитационная аномалия, описанная Гассом и Мейссон-Смитом [150]

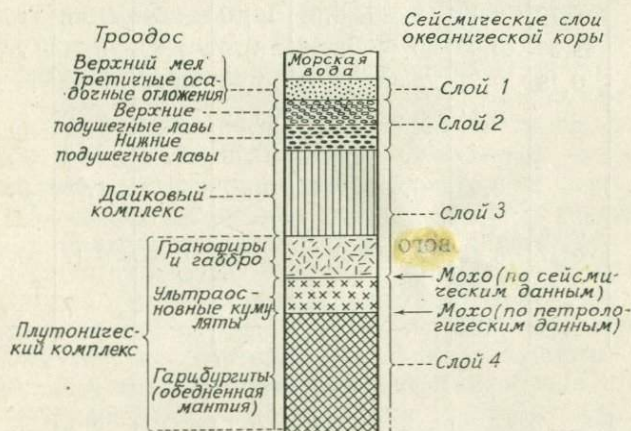


Рис. 67. Корреляция между основными единицами комплекса Троодос и сейсмическими слоями океанической коры [152].

на вершине горы Олимп, может быть обусловлена только наличием на глубине крупных масс легкого материала. Подобные легкие массы могут быть представлены расланцованными серпентинитами, возникшими за счет перидотитов во время их перемещения, особенно если серпентиниты прорывают перекрывающие их вулканиты, диабазы и габбро в виде диапиров, аналогичных соляным куполам [150, 83]. Перидотиты (табл. 16) представлены главным образом гарцбургитами и в незначительной степени дунитами, контакты между которыми круто наклонены и не проявляют признаков закалки. Устанавливается прерывистая минералогическая полосчатость, пересекающая границы главных типов пород и также характеризующаяся крутыми падениями. Полосы, длина которых может достигать 4 м, сложены оливином и клинопироксеном в разных количественных соотношениях. Полосчатость имеет меридиональное простирание, причем линзы хромита в дунитах вытянуты в том же направлении [427]. Дуниты (табл. 16) сложены главным образом

Таблица 16

Средний химический состав и нормативный минеральный состав различных типов пород офиолитов, Троодос, Кипр

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	40,68	43,73	42,91	51,47	54,62	71,84	53,89	51,21	46,44
Al ₂ O ₃	0,14	0,47	3,64	18,14	15,88	13,27	15,83	15,17	5,98
FeO	8,79	8,19	8,31	6,35	10,09	4,94	11,22	8,49	8,92
MgO	49,38	46,00	40,49	8,56	6,79	1,62	5,71	9,48	32,55
CaO	0,18	0,77	3,47	13,86	7,59	3,45	8,81	10,18	5,07
Na ₂ O	—	0,01	0,06	0,98	3,40	4,05	2,70	2,50	0,51
K ₂ O	—	—	0,01	0,12	0,70	0,28	0,59	2,20	0,08
TiO ₂	—	0,02	0,02	0,40	0,77	0,49	1,08	0,60	0,29
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,17	0,15	0,18	0,12	0,17	0,05	0,17	0,17	0,15
Cr ₂ O ₃	0,41	0,39	0,65	—	—	—	—	—	—
NiO	0,24	0,27	0,25	—	—	—	—	—	—

Нормативные минералы

Q	—	—	—	2,9	0,3	33,6	2,9	—	—
C	—	—	—	—	—	0,04	—	—	—
Or	—	—	0,06	0,7	4,1	1,7	3,5	13,0	0,5
Ab	—	0,09	0,5	8,3	28,7	34,3	22,9	18,7	4,3
An	1,3	1,2	9,6	44,7	26,0	17,1	29,3	23,7	13,8
Ne	—	—	—	—	—	—	—	1,2	—
Di	1,9	2,1	6,0	19,5	9,6	—	12,1	21,8	9,0
Hu	8,6	15,5	7,6	23,1	29,7	12,4	27,3	—	19,5
Ol	87,2	80,5	75,2	—	—	—	—	20,3	52,4
Sm	1,0	0,6	1,4	—	—	—	—	—	—
Il	—	0,02	0,04	0,8	1,4	0,9	2,1	1,1	0,6

Нормативный состав вычислен после пересчета всего железа на FeO, вычитания из анализов H₂O и CO₂ и приведения суммы к 100%.

1. Дунит, среднее из 6 анализов [263]. 2. Гарцбургит, среднее из 8 анализов [263]. 3. Плагноклазовый лерцолит, среднее из 2 анализов [263]. 4. Габбро, среднее из 6 анализов [93, 286]. 5. Дайки диабазов, среднее из 13 анализов [286]. 6. Плаггиогранит, среднее из 9 анализов [93, 286]. 7. Нижние подушечные лавы, среднее из 17 анализов [286]. 8. Верхние подушечные лавы, среднее из 8 анализов [286]. 9. Верхние подушечные лавы ультраосновного состава, среднее из 3 анализов [286].

оливином (Fo_{92}) и хромитом и характеризуются ксеноморфно-зернистой структурой. Гарцбургиты (табл. 16) содержат 80% оливина (Fo_{90-92}), 20% ортопироксена (En_{90-92} , с включениями диопсида), акцессорную Al-Cr-шпинель и также обнаруживает ксеноморфнозернистое строение [263]. Небольшие выходы плагиоклазовых лерцолитов (табл. 16), сложенных оливином (65%), клинопироксеном (10%), ортопироксеном (15%), плагиоклазом (8%) и шпинелью (2%), установлены внутри тела гарцбургитов, вблизи их западной границы с дунитами. Меридиональная полосчатость рассматривается как метаморфическая текстура, возникшая в процессе субсолидусной перекристаллизации и частичного плавления [263]. В районе горы Олимп серпентинизация развивается по всему массиву перидотитов и в некоторых участках серпентиниты слагают до 80—100% ультраосновных пород. В восточной части перидотитового массива вертикальные тектонические движения серпентинизированного перидотитового диапира привели к формированию обширного выхода интенсивно рассланцованных серпентинитов. В отличие от этого района на западе массива серпентинизированные перидотиты имеют массивное строение и рассланцованы лишь местами. Минеральная ассоциация серпентинитов представлена лизардитом, хризотилом, бруситом и магнетитом, редко присутствует антигорит. Лазардит и хризотил характеризуются обычным изотопным составом кислорода и водорода (δD от -70 до -92), но отмечаются очень высокие значения $\delta^{18}O$ (от $+12,6$ до $+14,1$). Согласно Магаритцу и Тейлору [248], эти факты должны указывать на формирование серпентинитов в низкотемпературных близповерхностных условиях, вероятнее всего при участии вод метеорного происхождения, а не нагретой океанической воды. Данные по стабильным изотопам, таким образом, являются дополнительным свидетельством развития процесса серпентинизации в пределах коры и дальнейшего диапирового движения перидотитов как в период их внедрения, так и после него в результате процессов альпийского орогенеза.

Повсеместная серпентинизация и тектоническое движение перидотитов привели к сложным нарушениям, вследствие чего очень трудно определить в поле взаимоотношения между тектонически перемещенными перидотитами и ассоциирующимися ультраосновными породами и кумулятивными габбро [427, 286]. На западном и южном склонах горы Олимп имеются обширные выходы ультраосновных кумулятивных пород, которые раньше относили к группе перидотита—пироксенита (рис. 66). Эти породы обычно сменяют габброиды вниз по разрезу, что выражается в их обогащении мафическими составляющими. Все они характеризуются полосчатостью, связанной с кумулятивным процессом, который обусловил возникновение фазовой расслоен-

ности оливина, ортопироксена, клинопироксена и шпинели. Гринбаум [166] рассматривает отмеченную последовательность в ультраосновных образованиях как результат магматической дифференциации и выделяет (снизу вверх) следующие кумулятивные минеральные ассоциации: хромит, оливин+хромит, оливин+клинопироксен, оливин+клинопироксен+ортопироксен+плагноклаз, клинопироксен+ортопироксен+плагноклаз. Расслоенные породы характеризуются прерывистой полосчатостью и разбиты серией вертикальных разломов, которые образовались в период диапирового внедрения перидотитового ядра.

По-видимому, трудно провести резкую границу между метаморфизованными перидотитами и перекрывающими их кумулятами (переходная зона), которые в основании представлены габбро-норитами, троктолитами, верлитами, пироксенитами и дунитами. Эти породы постепенно сменяются вверх по разрезу широко представленными клинопироксенсодержащими габбро и габбро-норитами, в которых обнаруживается прогрессивная уралитизация клинопироксена по мере приближения к плагногранитам [427] (табл. 16). Полосчатость или расслоенность в габбро наблюдаются редко и связаны с колебаниями содержаний клинопироксена и плагноклаза. Кумулятивные структуры обусловлены субпараллельным расположением лейст плагноклаза (Ap_{72-92}) в плоскости расслоенности, с которыми ассоциируются гипидиоморфные и идиоморфные кристаллы кальциевого клинопироксена и гиперстена. Уралитовые габбро постепенно переходят в плагнограниты (гранофиры), что сопровождается появлением кварца и постепенным уменьшением количества пироксена. Лейкократовые породы сложены в основном кварцем и натриевым плагноклазом, незначительным количеством роговой обманки и эпидота и характеризуются гранофировой структурой [427, 26, 93]. Плагнограниты слагают кровлю габбро или образуют прослойку между габбро и располагающимися над ними диабазами. Зона развития плагногранитов имеет неправильные очертания, и в ней отсутствуют признаки закалки плагногранитов или габбро; лейкократовые габбро и гранофировые кварц-плагноклазовые породы обычно чередуются между собой и содержат включения соответствующего состава. Плагнограниты в настоящее время считаются конечным продуктом магматической дифференциации базальтовых расплавов, которая в первую очередь привела к образованию подстилающих кумулятов основных и ультраосновных пород [315].

Широкое развитие альбита, эпидота, хлорита, актинолита и вторичного кварца в плагногранитах указывает на проявление статического гидротермального метаморфизма, отвечающего фации зеленых сланцев [152, 360]. Термальный метаморфизм распространяется вниз в подстилающие уралитовые габбро, где

замещение пироксена амфиболом и хлоритом, сопровождающееся сосюртитизацией плагиоклаза, отмечает нижний предел термального метаморфизма, связанного с циркуляцией горячих океанических вод в пределах раздвигающихся хребтов [360].

Серия параллельных даек диабазов, которая перекрывает разрез габбро—гранофиров, образует зону широтного простира-ния (80×23 км), подстилающую основную часть офиолитов Троодос. Мощность этой серии оценивается по геологическим разрезам [427, 26] в 1,2—1,4 км. Центральная часть серии параллельных даек полностью (на 100%) сложена роом субверти-

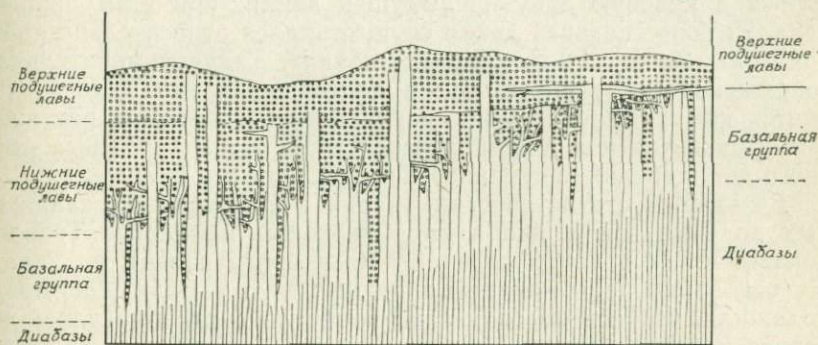


Рис. 68. Схематический разрез, показывающий взаимоотношения диабазов с разными членами серии подушечных лав комплекса Троодос, Кипр [427].

кальных даек при полном отсутствии вмещающих пород в междайковых пространствах (рис. 68). Дайки простираются вверх, в вышележащую базальную толщу, в которой подушечные лавы занимают от 3 до 20% междайковых пространств, и наконец полностью выклиниваются в толще подушечных лав. Дайки рассматриваются как питающие каналы вышележащих подводных лавовых потоков. В основании комплекса диабазов междайковые прослойки сложены габбро и плагиогранитами, однако в большинстве случаев дайки характеризуются контактами за-калки и, по-видимому, не являются прямыми дериватами под-стилающих габбро—гранофиров. Распространение даек далее вниз ограничивается верхними горизонтами уралитовых габбро. Уильсон [427] указывал на распространение даек габбро вверх, в вышележающие диабазы, но авторы более поздних исследо-ваний интерпретировали эти тела как крупнозернистые дайки, внедренные вниз, в сформированные ранее габбро—гранофиров [227]. Мощность даек колеблется от 0,3 до 4,5 м, они субпарал-лельны, имеют меридиональное простираение, характеризуются мелкозернистой диабазовой структурой и асимметричными

закаленными контактами. Кид и Кан [227] дают следующее описание этих даек: «По-видимому, интервалы времени между внедрениями даек были достаточны для их остывания, так что каждая дайка проявляет закалку относительно интродуцируемых даек и приобретает к краям заметно более мелкозернистое или криптозернистое строение [286]. Так как многие дайки интродуцированы последующими дайками, они могли неоднократно расщепляться и образовывать дайки, лишенные краевых зон, которые фактически отвечают центральным участкам некогда цельных даек. В некоторых случаях дайка могла внедряться в краевую зону предыдущей дайки; при этом процесс закалки более поздней дайки осуществлялся относительно краевой зоны закалки более ранней дайки». Такая замечательная сопряженность дайковых тел в настоящее время интерпретируется как непосредственное доказательство процесса растяжения и развития новой океанической коры путем спрединга морского дна в срединно-океанических хребтах [286, 227].

Детальный статистический анализ асимметричных закаленных краевых зон в диабазовом дайковом комплексе Троодос показывает, что центр спрединга был ориентирован на запад. На основании палеомагнитных данных Мур и Вайн [286] предположили, что ось спрединга первоначально располагалась севернее и дайки были ориентированы в субширотном направлении [227], но позднее массив Троодос испытал вращение на 90° . Даже если дайки сохранили свои первоначальные магматические структурные особенности (табл. 16), они претерпели почти полное минералогическое и химическое преобразование под воздействием циркулирующих горячих океанических вод [152]. В настоящее время диабазы сложены в основном альбитом, актинолитом, хлоритом, эпидотом и кварцем; они образовались за счет пород, сложенных главным образом кальциевым клинопироксеном, плагиоклазом ($Ап_{30-60}$) и окислами железа. Этот низкотемпературный гидротермальный метаморфизм не вызвал изменения первоначальных магматических структур, однако он обусловил значительное относительное изменение первоначального содержания воды, степени окисленности железа, привел к обогащению пород изотопом ^{18}O и резкому нарушению исходных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ [361].

Вышележащие подушечные лавы подразделяются на верхнюю и нижнюю вулканические единицы, разделяющиеся несогласием (табл. 16). Эти лавы полностью окружают купол Троодос и трансгрессивно перекрываются известняками маастриха (рис. 66). Мощность вулканических единиц, сложенных в основном гидротермально измененными подушечными лавами, равна приблизительно 0,8 км. Гасс и Сьюинг [152] описывают их следующим образом: «Верхние подушечные лавы представ-

ляют собой недосыщенные, обычно оливинсодержащие базальты с преобладанием основных разновидностей (лимбургитов и пикритов), которые располагаются в кровле разреза. Дайки составляют менее 10% объема всех пород. Характерно отсутствие кремнезема (вторичного кварца?) и селадонита, типичны кальцит и анальцим. Нижние подушечные лавы — это преимущественно перенасыщенные базальты, часто интенсивно окремненные, обычен селадонит. Дайки, силлы и массивные потоки составляют 30—60% обнажений». Считается, что верхние подушечные лавы генетически отличаются от подстилающих нижних подушечных лав и являются более поздними образованиями [152]. Термальный метаморфизм, столь широко развитый в комплексе диабазовых даек, затронул как верхние, так и нижние подушечные лавы, однако новообразованные минеральные парагенезисы указывают, что в данном случае превалировали условия низкотемпературной цеолитовой фации. Верхние подушечные лавы содержат натролит, гмелинит и филлипсит, тогда как ломонтит, селадонит, морденит и халцедон, по-видимому, типичны для нижних подушечных лав. Таким образом, метаморфические минералы, присутствующие в офиолитовом комплексе Троодос, указывают на прогрессивное возрастание температуры метаморфизма книзу [152].

3.3. Результаты петрологических, тектонических и геофизических исследований. Офиолиты Троодос характеризуются сложной историей магматической эволюции. Базальные перидотиты, содержащие в основном оливин и ортопироксен, были деформированы в условиях субсолидуса и, очевидно, представляют собой остаток, отражающий раннее частичное плавление в мантии [166, 263]. Однако продукты плавления в деформированных базальных перидотитах не обнаружены, в них полностью отсутствуют также питающие каналы, проникающие в вышерасположенные кумуляты. Несомненно, кумуляты сформировались позже процессов частичного плавления и деформации в подстилающих перидотитах. Как было отмечено ранее, изотопный состав стронция указывает на значительные различия в возрасте между кумулятивными и метаморфизованными перидотитами. Данные об изотопном составе стронция метаморфизованных перидотитов офиолитовой ассоциации Троодос пока отсутствуют, и поэтому возрастные взаимоотношения между этими двумя горизонтами ультраосновных пород остаются неясными. В описаниях контакта между метаморфизованными перидотитами и вышележащими кумулятами отмечается сложная ситуация, которая, видимо, характеризуется проникновением базальных дунитовых кумулятов в подстилающие перидотиты [427]. Разрез кумулятов изменяется вверх от дунитов и верлитов до норитов, троктолитов и габбро, верхние горизонты которых в результате

магматической дифференциации преобразованы в плагиограниты. Гринбаум [166] высказал предположение, что серия кумулятов формировалась в магматической камере, расположенной под осевой зоной медленно раздвигавшегося срединно-океанического хребта; он описывает этот процесс следующим образом: «На небольшой глубине под осевой частью хребта магма заполняет удлинённый трогообразный бассейн, который питается через центральный, суживающийся кверху подводящий канал. Прилегающая мантия представлена остаточными гарцбургитами. Кристаллизация магмы в камере приводит к образованию серии основных и ультраосновных аккумулятов. Центральная зона над резервуаром является областью развития базальтовых даек и излияния поверхностных потоков с подушечной текстурой. По-видимому, перед внедрением в виде даек или излиянием подушечных лав магматической дифференциации подвергается не весь расплав. Однако верхние подушечные лавы являются более основными по сравнению с нижними подушечными лавами, на основании чего было высказано предположение, что верхние подушечные лавы представляют собой относительно поздние излияния менее дифференцированных подводных потоков в отдалении от осевой зоны спрединга [152].

Миясиро [272] на основании повторного обсуждения данных химических анализов нижних подушечных лав и пород дайкового комплекса пришел к заключению, что эти породы характеризуются известково-щелочной тенденцией и что данное обстоятельство лучше согласуется с концепцией их происхождения в пределах островной дуги, расположенной на тонкой океанической коре. Предположение Миясиро вызвало много отрицательных отзывов [151, 199, 284], и, как выяснилось, его ответы [275, 276] не содержали достаточно убедительной аргументации [357]. Отсутствие среди осадочных образований Кипра осадочных толщ, типичных для островных дуг (например, грубозернистых обломочных и вулканобломочных пород островодужных разрезов), а также широкое развитие роев параллельных даек являются геологическими свидетельствами, несомнимыми с предположением Миясиро. Существует, конечно, реальная возможность залегания вулканитов островной дуги на фрагментах океанической коры [138] или их чередования в разрезе, обусловленного тектоническими подвижками.

Метаморфизованные перидотиты, кумуляты, вышезалегающие параллельные дайки и подушечные лавы, очевидно, представляют собой многофазную ассоциацию. Однако ее составные части формировались почти одновременно и связаны единством процесса образования новой океанической коры в центре спрединга. Высокий тепловой поток и направленная вниз миграция морской воды вблизи центров спрединга вызвали низкотемпе-

ратурный метаморфизм серии параллельных даек и подушечных лав. Степень метаморфизма возрастает с глубиной, достигая условий образования парагенезисов зеленосланцевой фации [152]. Данные по геохимии изотопов свидетельствуют о том, что низкотемпературный метаморфизм связан с воздействием морской воды, и позволяют сделать вывод о широком развитии процессов метаморфизма в верхних горизонтах океанической коры вблизи центров спрединга [361]. Происхождение массивных медно-сульфидных руд, приуроченных к подушечным лавам Кипра, также связывают с процессом низкотемпературного гидротермального метаморфизма [95].

По-видимому, все вышеописанные процессы происходили в период развития новой океанической коры Тетиса, которая формировалась либо в осевой зоне раздвигавшегося хребта, либо в краевых бассейнах, обрамлявших Тетис. Согласно Смиуту [353], надвигание фрагментов океанической коры (офиолитов), подобных представленному на Кипре, отражает явление относительного перемещения Евразии и Африки в верхнем мелу. Это движение было направлено с юга и севера и вызвало обдукцию небольшой части океанической коры на Африканский континент вблизи Кипра. Исследование особенностей гравитационного поля методом Буге позволило обнаружить над офиолитовым комплексом Троодос положительные аномалии широтного простирания, варьирующие по величине от 100 до 250 мгал [150]. Современная интерпретация гравиметрических данных согласуется с концепцией, согласно которой офиолитовый комплекс Кипра представляет собой бескорневую пластину океанической коры мощностью примерно 11 км, расположенную на континентальной коре Африканской плиты [149, 411]. Важно отметить, что прямо над выходом ультраосновных пород горы Олимп располагается отрицательная аномалия кругового сечения величиной 120 мгал [150]. Эту своеобразную отрицательную аномалию наиболее логично объяснить обширной серпентинизацией ультраосновных пород. Тектоническое внедрение или движение ультраосновных пород способствуют серпентинизации [83], в связи с чем представляется вероятным, что во время обдукции океанической коры и при ее последующем тектоническом перемещении происходила интенсивная серпентинизация, охватывающая большую площадь. Образование купола горы Олимп скорее должно объясняться диапировым подъемом серпентинизированных перидотитов, а не магматическими процессами, как это ранее постулировалось Биром [26]. Изотопный состав кислорода и водорода в минералах группы серпентина с горы Олимп указывает, что в образовании серпентинитов участвовала не морская вода, а, видимо, вода метеорного происхождения [248]. Эти данные заметно противоречат данным по определению

соотношений стабильных изотопов в метаморфизованных лавах и дайках, согласно которым в процессе изменения пород, несомненно, участвовала морская вода. Серпентинизация произошла, по всей видимости, после обдукции в период диапирового движения перидотитов Троодос; вода, вероятно, проникала вдоль контактов у основания и по бокам обособившегося тела перидотитов.

Недавно Вайн с сотрудниками [411] провели комплексное исследование аэромагнитных аномалий Кипра в сочетании с измерениями магнитных свойств различных пород, слагающих офиолитовый комплекс Троодос; полученные результаты, к сожалению, несколько двусмысленны. Если офиолитовый комплекс Троодос сформировался вследствие процесса раздвигания морского дна, то время, представленное расстоянием, перпендикулярным простиранию дайкового комплекса, должно было бы составить примерно 10—15 млн. лет (в случае, если скорость спрединга равна 1—2 см/год). Однако результаты вышеотмеченных исследований не выявили в офиолитовом комплексе Троодос каких-либо материалов или зон, характеризующихся обратной намагниченностью. Такое противоречие можно объяснить преобразованием существенной части первичного магнетита в ходе наложенного низкотемпературного метаморфизма. С другой стороны, в среднем и верхнем мелу, когда, видимо, происходил спрединг, магнитное поле Земли характеризовалось постоянной нормальной полярностью [411]. Таким образом, эти очень интересные исследования и основанные на них косвенные геофизические интерпретации не сумели ни подтвердить, ни опровергнуть последнюю концепцию происхождения офиолитов Кипра. В противоположность исследованиям структуры магнитных полей изучение скоростей распространения упругих волн в различных характерных типах пород комплекса Троодос дало результаты, которые коррелируются с данными измерения скорости упругих волн в верхней части современной океанической коры [253, 319]. Данные геологических, петрологических, геофизических и геохимических исследований офиолитового комплекса Троодос в целом подтверждают, что этот комплекс представляет собой аллохтонную пластину океанической коры.

4. Офиолиты Семаил, Оман

4.1. Геологическая обстановка. Офиолитовый комплекс Семаил расположен на территории Омана и Объединенных Арабских Эмиратов. Он слагает часть Оманских гор, которые протягиваются от полуострова Мусандам на севере до мыса Эль-Хадд, самой восточной точки Аравийского полуострова (рис. 69). В геологическом отношении офиолиты Семаил яв-

ляются частью альпийской горной цепи Ближнего Востока и наиболее южной частью «пери-Аравийского полумесяца», который протягивается от Омана на запад, через Нейриз—Керманшахан в Иране, вдоль складчатого пояса на границе Турции и Ирана и, наконец, в пределы Хатая в Турции [329]. В настоящее время считается, что офиолиты пери-Аравийского полумесяца представляют собой океаническую кору, сформировавшуюся в «палео-Тетисе». Штоклин [368] описывает это явление следующим образом: «Согласно новым концепциям, большая часть трога Тетис была поглощена и исчезла вследствие субдукции. Его остатки (древняя океаническая кора моря Тетис) сохранились в складчатом поясе в виде узких выходов офиолитов, которые являются прежней океанической корой и отмечают шовные зоны спаивания древних континентов или фрагментов

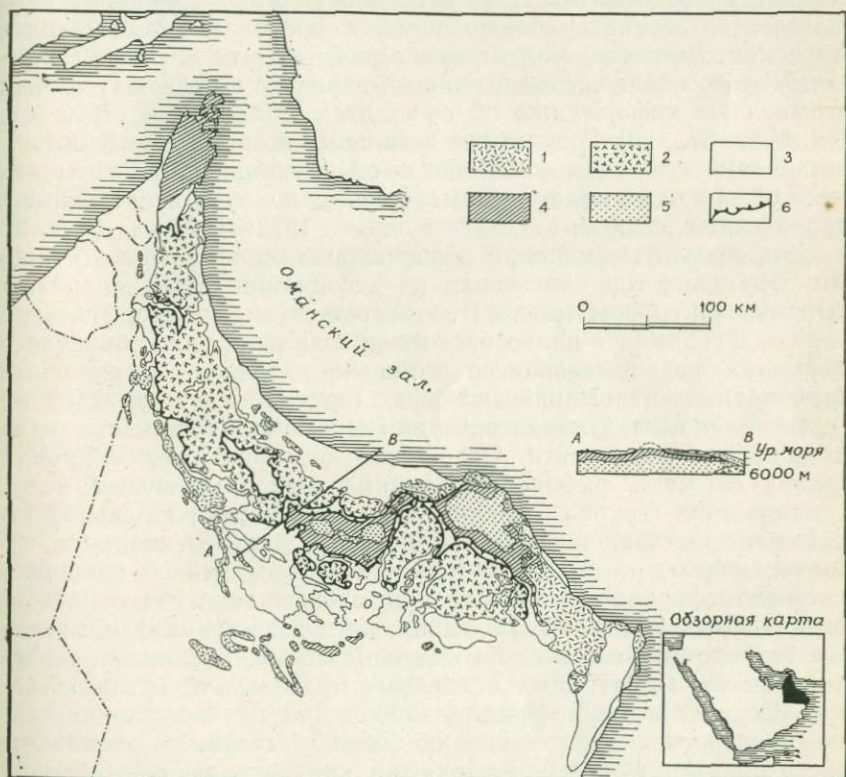


Рис. 69. Геологическая карта района распространения офиолитов Семаил, Оман [155].

1 — отложения маастрихта и третичного периода; 2 — офиолиты Семаил; 3 — зона Хава-
ссина; 4 — автохтонные шельфовые отложения; 5 — допермский фундамент; 6 — надвиги.

континентов. Это и есть древние континентальные окраины». Офиолиты альпийской горной цепи Ближнего Востока интерпретируются в настоящее время как аллохтонные пластины, которые при замыкании Тетиса в позднем мелу вместе с карбонатными отложениями шельфа и пелагическими кремнистыми и глинистыми сланцами испытали тектонические подвижки и образовали сложную толщу, состоящую из чередующихся слоев различного состава.

Офиолиты Семаил представляют собой, пожалуй, наиболее крупный (площадь 30 000 км²) и лучше всего обнаженный разрез древней океанической коры во всем мире. Недавно нефтяной компанией «Шелл ойл компани» было проведено предварительное изучение Оманских гор, результаты которого были изложены в ряде работ [326, 154, 155]. Аллеман и Петерс [5] представили интересный отчет по исследованию части офиолитового комплекса Семаил, расположенной в пределах Объединенных Арабских Эмиратов. Более ранние работы, посвященные Оманским горам, несут предварительный характер и содержат только отрывочную информацию об офиолитах Семаил [192, 191, 287, 190, 405, 167, 426]. Результаты детальных и систематических исследований этих офиолитов еще не опубликованы. Часть настоящего обзора основывается на материалах полевых исследований, проведенных автором в Омане в период 1973—1974 гг.

Для простоты описания особенностей геологического строения Оманских гор слагающие их ассоциации пород подразделены на три группы (рис. 69). 1. Автохтонные метаморфические породы фундамента палеозойского и, возможно, докембрийского возраста, перекрывающиеся мощным разрезом мелководных карбонатных отложений шельфа (группа Хаджар, средняя пермь — сеноман); характеризуют всю восточную часть края Аравийского континента. Отложения континентального края и склона сложены рифовыми фациями — надприливными и открытого моря (группа Сумейни, пермь — сеноман). 2. Офиолиты Семаил, представленные мощной толщей ультраосновных и основных пород, рассматриваемой в качестве древней океанической литосферы, и серия Хавасина, сложенная глубоководными кремнистыми и глинистыми сланцами и известняками. Отложение этой серии совпадает по времени (пермь — сеноман) с формированием автохтонных осадочных образований группы Хаджар. Серия Хавасина накапливалась в условиях подножия континентального склона и океанического бассейна и располагалась, видимо, к северо-востоку от континентальной окраины [155]. Офиолиты Семаил и серия Хавасина являются аллохтонными единицами, надвинутыми на осадочные отложения группы I в верхнем мелу, и представляют собой самую верхнюю структурную пластину этого разреза. Надвигание серии Ха-

васина и офиолитов Семаил привело к образованию хаотических масс меланжа, подстилающего офиолиты и содержащего огромные (величиной с гору) экзотические глыбы пермских рифовых известняков. Зоны метаморфитов, сформировавшиеся в основании офиолитов Семаил, возможно, связаны с более ранним процессом отслоения офиолитового комплекса в условиях повышенных температур в пределах трога Тетис. 3. Мощный разрез морских мелководных известняков, возраст которых изменяется от верхнего мела до середины третичного периода; известняки трансгрессивно перекрываются тектонически надвинутыми пластинами офиолитов Семаил.

Породы всех трех групп периодически подвергались сжатию и складчатости в течение олигоцена и миоцена. В конце третичного периода начался процесс формирования вертикальных разломов, а в настоящее время вся область испытывает воздымание вдоль оси Оманских гор. Таким образом, надвигание офиолитов Семаил совпадает с эоальпийским орогенезом и отвечает по времени эпохе замыкания морского бассейна Тетис в позднем мелу.

4.2. Особенности внутреннего строения. Автор несколько видоизменил подразделение офиолитов Семаил, данное Рейнхардтом [326], и выделил следующие основные единицы в этой ассоциации (снизу вверх):

1. Метаморфиты, включающие гранатые амфиболиты и толщу зеленых сланцев.

2. Перидотиты, объединяющие как тектонизированные, так и кумулятивные ультраосновные породы.

3. Переходная зона PG, согласно обозначению Рейнхардта.

4. Габбро, включающие как кумулятивные, так и массивные породы, а также плагиограниты, и соответствующие единицам G и HG Рейнхардта.

5. Днабазовые дайки.

6. Вулканыты (рис. 70).

Офиолиты Семаил не образуют непрерывной пластины или покрова, а сложены обособленными телами пластообразной формы, внутренняя структура которых позволяет говорить о их независимости в период тектонической локализации. Наличие внутренних пологих надвигов привело к тектонической повторяемости офиолитовых разрезов, а в некоторых случаях к их опрокидыванию. Наблюдаются смещения разрезов вдоль вертикальных разломов, возникших после надвигания офиолитов. Однако некоторые из этих нарушений в габбро-перидотитах не продолжают далее в вышележащие диабазы и габбро, что указывает на деформации, предшествовавшие надвиганию и проявившиеся в пределах зоны спрединга хребта Тетис. В целом, по-видимому, деформация и серпентинизация более

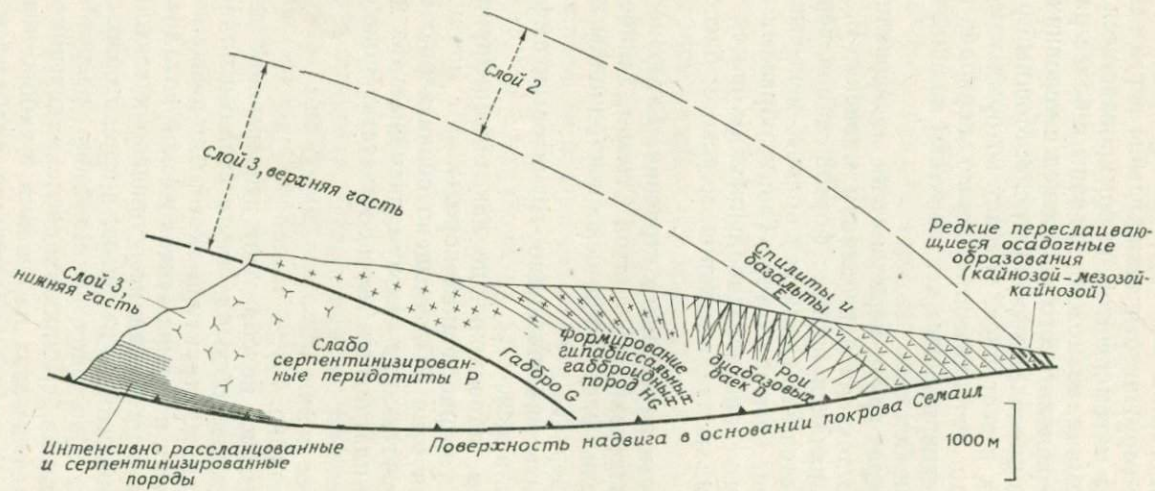


Рис. 70. Обобщенная структура покрова Семаил (офиолиты) и корреляция со слоистым строением океанической коры [155].

характерны для фронтальных краев покровов (запад и юг), нежели для их обнаженных тыловых частей (восток и север).

Зона метаморфитов в основании офиолитов характеризуется прерывистым характером и проявляется спорадически [5, 155]. Непосредственно вблизи основания перидотиты обнаруживают милонитовую структуру, и везде, где представлена зона метаморфитов, милонитизированные перидотиты контактируют с гранатовыми амфиболитами, мощность которых не превышает 50 м. В одних случаях амфиболиты представляют собой небольшие тектонические пластины, в других они постепенно, в пределах довольно небольших расстояний, переходят книзу в породы зеленосланцевой фации, образовавшиеся, по-видимому, по кристаллическим и глинистым сланцам серии Хавасина. Наличие таких же амфиболитов в меланже, подстилающем офиолиты Семаил, должно указывать, что амфиболиты формировались до надвигания офиолитов на Аравийскую платформу. Отсутствие детальных данных по зонам метаморфитов не позволяет сделать каких-либо определенных выводов. Однако следует отметить, что метаморфические ореолы в основании офиолитового комплекса Бей-оф-Айлендс [424] петрологически сходны с оманскими метаморфитами. В основании офиолитов Семаил большим распространением по сравнению с метаморфитами пользуется меланж. Последний сложен главным образом породами серии Хавасина, включенными в матрикс, представленный глинистыми сланцами, и только изредка в этом меланже цемент представлен серпентинитом или раздробленными фрагментами офиолитов.

Перидотиты (табл. 17) составляют 60% обнажений района Семаил, создавая характерный рельеф острых пиков, сочетающихся с пониженными участками. Перидотиты подверглись повсеместной серпентинизации в статических условиях (60—100%) и в настоящее время представляют собой очень темные, мягкие, рассыпчатые, трещиноватые породы. Наиболее важными исходными породами являются гарцбургиты; они состоят из 60—80% оливина (Fe_{90}), 10—25% ортопироксена (En_{90-91}) и акцессорного хромита. Для гарцбургитов характерна слабая расслоенность, которую трудно интерпретировать из-за обширной серпентинизации и выветривания в условиях пустыни. Тем не менее отдельные свежие несерпентинизированные образцы выявляют как тектонизированную, так и массивную структуру. Среди гарцбургитов залегают обособленные линзы дунитов, многие из которых содержат скопления хромита. Гарцбургиты и дуниты обычно прорваны дайками ортопироксенитов мощностью от 1 см до 1 м. Повсеместно развиты также многочисленные вторичные жилы магнезита, колеблющиеся по мощности от нескольких сантиметров до нескольких метров. Внутренние

Таблица 17

Средний химический состав и нормативный минеральный состав различных типов пород офиолитов Семаил, Оман

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	41,95	42,69	46,56	48,34	53,34	57,39
Al ₂ O ₃	0,49	7,82	16,95	23,87	15,44	15,76
FeO	9,86	11,95	5,25	2,82	10,05	8,95
MgO	45,40	28,46	14,26	5,19	6,12	6,47
CaO	0,75	8,02	15,46	17,38	9,43	5,46
Na ₂ O	0,16	0,40	1,20	2,10	3,91	3,94
K ₂ O	—	—	—	0,10	0,26	0,59
TiO ₂	—	0,10	0,10	0,10	1,28	1,31
MnO	0,11	0,20	—	—	0,10	0,13
Cr ₂ O ₃	0,67	0,13	0,10	0,08	0,04	—
NiO	0,61	0,23	0,12	0,03	0,03	—

Нормативные минералы

Q	—	—	—	—	—	5,02
Or	—	—	—	0,6	1,5	3,5
Ab	1,4	1,3	4,8	10,8	33,1	33,3
An	0,6	19,5	40,9	55,4	23,8	23,6
Ne	—	1,1	2,9	3,7	—	—
Di	2,5	16,2	28,6	24,8	19,0	2,9
Hу	5,6	—	—	—	13,6	29,2
Ol	89,0	61,4	22,6	4,3	6,4	—
Сm	1,0	0,2	0,15	0,12	0,06	—
Il	—	0,2	0,19	0,19	2,4	2,5

Нормативный состав вычислен после пересчета всего железа на FeO, вычитания из анализов H₂O и CO₂ и приведения суммы к 100%.

1. Перидотит, среднее из 2 анализов [155]. 2. Кумулятивное габбро, среднее из 3 анализов [155]. 3. Оливиновое габбро, среднее из 3 анализов [155]. 4. Эвкрит, среднее из 3 анализов [155]. 5. Диабаз, среднее из 6 анализов [155]. 6. Подушечные лавы, среднее из 6 анализов [155].

структуры перидотитов изучены слабо, в связи с чем трудно установить границы между расслоенными кумулятами и метаморфизованными перидотитами.

Переходная зона отмечает первое появление пород, содержащих плагиоклаз и характеризующихся четкой кумулятивной структурой с чередованием светлых и темных полос. Темные полосы сложены кумулятивным оливином и клинопироксеном, тогда как светлые полосы представлены анортозитами, троктолитами, габбро и норитами. Под этой зоной, мощность которой достигает 200 м и более, залегают кумулятивные оливиновые породы (дуниты), содержащие местами зоны хромита, которые также характеризуются кумулятивными структурами. Контакт между подстилающими гарцбургитами и кумулятами переходной зоны пока неясен, но в будущем специальное картирование, несомненно, позволит ответить на этот вопрос. В полосчатых породах переходной зоны представлен более железистый оливин (Fe_{85-88}) по сравнению с оливином подстилающих гарцбургитов, а ассоциирующиеся плагиоклаз (An_{81-92}) и клинопироксен ($Fe_{5,8} Mg_{50} Ca_{44,2}$) кумулятов исключительно богаты кальцием. Переходная зона обнаруживает сложные взаимоотношения с дайками габбро, анортозитов и троктолитов, пересекающими разрез слоистых пород. Последний содержит также брекчированные участки, интродуцированные лейкогаббро. Расслоенность обычно прерывистая и характеризуется выклиниванием отдельных слоев на расстоянии нескольких метров. Переходная зона осложнена пологим надвигом, проходящим между вышележащими твердыми габбро и относительно более мягкими серпентинизированными перидотитами. Рейнхардт [326] описал лейкократовые интрузии, которые внедрились вдоль зон дробления, что, возможно, связано с тектоническими процессами в осевых зонах спрединга.

Переходная зона постепенно сменяется вверх расслоенными габбро и наконец массивными габбро, редко проявляющими признаки расслоенности (табл. 17). Основным типом пород этой зоны являются богатые плагиоклазом (An_{92-65}) габбро, содержащие в разных пропорциях кальциевый клинопироксен, оливин (Fe_{72-85}) и ортопироксен. Расслоенность в этих габбро, которые пересекаются немногочисленными дайковыми телами, в целом согласна с подстилающей переходной зоной. Вверх по разрезу, по мере приближения к контакту с диабазами, появляются зоны брекчированных меланогаббро, интродуцированных лейкогаббро. В некоторых габбро присутствует кварц и развиваются гранофировые структуры. Разрез от переходной зоны до верхов габбро демонстрирует процесс последовательной дифференциации этих пород от меланогаббро в основании до лейкогаббро в верхах разреза. Небольшие обособленные массы

плагиигранитов в кровле габбро представляют собой конечные продукты дифференциации. Они сложены исключительно кварцем, натровым плагиоклазом и небольшим количеством роговой обманки. Плагииграниты образуют тела неправильной формы, пересекающие массивные и расслоенные габбро, а в участках интенсивного брекчирования плагииграниты проникают в габбровую брекчию.

Контакт между габбро и вышележащей серией параллельных даек диабазов отвечает главному несогласию в офиолитовом комплексе Семаил. На контакте дайки диабазов с зонами краевой закалки проникают вниз, в габбро, и пересекают характерные для габбро структуры. Признаки, указывающие, что источник даек связан с подстилающими габбро, отсутствуют, за исключением сходства химического состава этих пород [326]. Крупномасштабное картирование позволило установить, что внедрению даек предшествовало обширное проявление складчатости в габбро. Если принять, что расслоенность в габбро возникла вследствие гравитационного осаждения кристаллов, то плоскость расслоения должна представлять собой основную исходную горизонтальную плоскость. С другой стороны, если вышерасположенная серия параллельных даек образовалась в результате выполнения вертикальных разломов в пределах зоны спрединга срединного хребта, то их первоначальная конфигурация должна соответствовать субвертикальной плоскости. Допуская, что дайки и расслоенные габбро формировались одновременно, мы вправе ожидать, что угол между плоскостью простирания даек и плоскостью расслоения в габбро должен быть равен примерно 90° . Однако в действительности наблюдаются малые углы и признаки складчатости в расслоенных габбро. Дайки офиолитового комплекса Семаил представляют собой серию субпараллельных тел мощностью от 5 см до нескольких метров и обнаруживают зоны краевой закалки относительно друг друга. Реликты вмещающих пород в междайковых пространствах пока не обнаружены. В то же время отмечаются как асимметричные, так и симметричные зоны краевой закалки даек, что позволяет говорить о сходстве механизмов внедрения этих тел и даек комплекса Троодос на Кипре [286]. Дайки характеризуются мелкозернистой офитовой структурой, обусловленной преимущественным развитием плагиоклаза (An_{40-80}) и клинопироксена ($\text{Fe}_9\text{Mg}_{45.5}\text{Ca}_{45.5}$). Диабазы в целом несут признаки термального метаморфизма, отвечающего фации зеленых сланцев, что выражается в замещении первичных минералов вторичным кварцем, альбитом, актинолитом, эпидотом и хлоритом. В некоторых случаях представлена первичная бурая роговая обманка, отвечающая условиям более полной дифференциации. Местами широко развиты дайки лейкократовых пород, сходных по со-

ставу с подстилающими плагиогранитами, в некоторых участках они даже преобладают над дайками основного состава.

Эффузивы (табл. 17) офиолитов Семаил занимают наименьший объем (3%) и обычно образуют невысокие округлые холмы с редко встречающимися обнажениями. Контакт роя даек с перекрывающими их подушечными лавами отмечается увеличением количества и объема включений лав в междайковых пространствах и сменой секущих взаимоотношений между дайками их соединением. Последнее позволяет предполагать, что дайки действовали как питающие каналы покровов подушечных лав. Почти все эффузивы обнаруживают подушечную текстуру и содержат большое количество гналокластического материала в междушечных пространствах. Везде, где удается установить ориентировку лавовых подушечек относительно простирания серии даек, угол между ними оказывается равным примерно 90°. Таким образом, можно думать, что тектонические смещения между подушечными лавами и дайками диабазов отсутствовали. Кроме образований с подушечной текстурой, для вулканической толщи обычны массивные потоки, силлы и брекчированные лавы.

Все эффузивы претерпели термальный метаморфизм, который привел к образованию цеолитов и минеральных ассоциаций зеленосланцевой фации. Сохранившиеся структуры отвечают главным образом интерсертальной и в меньшей степени порфировой и вариолитовой разностям. Полевой шпат представлен типичным альбитом и ассоциируется с хлоритом, эпидотом, кварцем, неизменным авгитом и ильменомagnetитом. Пироксен замещается актинолитом; в пустотах пузырчатых лав присутствуют в разных пропорциях кальцит, кварц и ломонтит. Степень изменения описываемых пород аналогична наблюдающейся в подушечных лавах Кипра и также, видимо, возрастает книзу, по направлению к диабазам и габбро. Еще ниже по разрезу, в пределах толщи габбро, термальный метаморфизм полностью исчезает. Отмеченные изменения, пожалуй, наилучшим образом объясняются циркуляцией горячей океанической воды вблизи центров спрединга (см. гл. IV). Обнаружение широкого распространения медного оруденения в подушечных лавах Семаил является дальнейшим подтверждением их аналогии с кипрскими офиолитами [21, 195]. Рейнхардт [326] описал переслаивание основных и кислых эффузивов с кремнистыми и глинистыми сланцами Хавасина. Из данного описания, а также дополнительных полевых исследований автора представляется очевидным, что эти эффузивы не входят в состав офиолитового комплекса Семаил, образование которого происходило на оси спрединга. Эффузивы Хавасина характеризуются повышенной основностью и, видимо, сформировались в результате вулканической

деятельности в отдалении от центра спрединга. Возможно, они отличаются от эффузивов офиолитового комплекса Семаил и по возрасту. Вблизи кровли подушечных лав Семаил в ряде мест обнаружены переслаивающиеся с лавами хемогенные железомарганцевые осадки, которые сходны с аналогичными породами, описанными на Кипре [332]. Подушечные лавы комплекса Семаил согласно перекрываются осадочными образованиями сеномана и коньяка, которые определяют минимальный возраст формирования офиолитов [155].

4.3. Результаты петрологических, тектонических и геофизических исследований. Петрологические реконструкции указывают на многообразие процессов формирования пород офиолитовой ассоциации Семаил, а также и на то, что эти процессы проявлялись в центре спрединга моря Тетис, а не на континентальной окраине, отвечающей современному Аравийскому полуострову. Перидотиты основания, очевидно, характеризуются постоянством состава и несут признаки деформации в субсолидусных условиях. Оценка температуры и давления, существовавших во время образования перидотитов, с помощью коэффициентов разделения компонентов и состава пироксена указывает, что температура превышала 1200° , а давление приближалось к 7 кбар [326]. Такие крупные массы перидотитов постоянного состава при данных температуре и давлении могли образоваться только в условиях верхней мантии; следовательно, можно думать, что перидотитовая часть офиолитового комплекса Семаил имеет мантийное происхождение. Наиболее вероятно, что перидотиты Семаил представляют собой тугоплавкий остаток, образовавшийся в процессе частичного плавления в верхней мантии.

Гораздо более очевидным является вывод, что вышерасположенные переходная зона и зона габбро образовались вследствие фракционной кристаллизации расплава основного состава. Осаждение кумулятивных оливина и хромита отмечает начало этой кристаллизации. Уменьшение отношения $Mg/Mg+Fe$ в оливинах из габбро указывает на прогрессивный ход дифференциации, однако наличие четких обратных соотношений в кумулятах, что выражается в расположении более основных покровов на менее основных, свидетельствует о цикличности явлений. Цикличность явлений в сочетании с брекчированием, необычной последовательностью внедрения даек и развитием додиабазовых разломов указывают на прерывистый неравномерный характер эволюции источника фракционирующей магмы. Дайковый комплекс и подушечные лавы, залегающие в верхах разреза, очевидно, сформировались в центре спрединга и развивались после деформации подстилающего неоднородного комплекса кумулятов. Таким образом, в центре спрединга четко устанавливаются три почти одновременных процесса: 1) образование остатка час-

тичного плавления и его пластическая деформация в верхней мантии; 2) формирование магматической камеры и развитие кумулятивных последовательностей, связанных с циклическим и неравномерным внедрением магмы, претерпевающей дифференциацию в разной степени; 3) внедрение базальтовых и более дифференцированных магм вдоль вертикальных разломов растяжения и излияние лав на дно океана. Общая длительность этих трех отдельных событий неизвестна, однако геологические свидетельства их относительной последовательности не вызывают сомнения.

Низкотемпературный термальным метаморфизм, развитый в подушечных лавах, диабазовых дайках и верхних горизонтах габбро, видимо, связан с циркуляцией горячих океанических вод, обусловленной повышенным тепловым потоком вблизи центров спрединга. Это же явление, возможно, определяет локализацию медного оруденения в подушечных лавах. Зоны метаморфитов, расположенные в основании офиолитов, сложены амфиболитами и могут соответствовать ранней стадии отслоения и контактового воздействия все еще горячих перидотитов на подстилающие породы. Все отмеченные явления с полной очевидностью предшествовали тектоническому надвиганию офиолитов Семаил на Аравийскую континентальную окраину. Проявление чешуйчатых надвигов внутри толщи офиолитов, интенсивная деформация их фронтального края и только слабая деформация в тыловой части позволяют предположить, что надвигание связано с гравитационным оползанием. Меланж, подстилающий офиолиты Семаил, содержит в виде экзотических блоков в основном осадочные породы перми и серии Хавасина и в гораздо меньшей степени рассланцованные и тектонизированные породы офиолитов. Отсутствие на окраине Аравийского континента позднемиоценовых или более ранних эффузивов островодужного типа или отложений желоба, видимо, исключает возможность связи процесса надвигания офиолитов Семаил с направленной на юг субдукцией. Отрывочные данные относительно гравитационных аномалий и магнитных особенностей пород офиолитов Семаил указывают, что они отвечают бескорневой пластине и не связаны с мантией, подстилающей Оманский залив.

5. Офиолиты Восточного Папуа, Новая Гвинея

5.1. Геологическая обстановка. В Папуа офиолиты слагают прерывистый пояс длиной примерно 400 км и шириной 40 км. Они обнажаются на северо-восточном склоне хребта Оуэн-Стэнли, располагающегося на юго-восточном окончании Новой Гвинеи (рис. 71). Офиолиты Папуа тектонически связаны

с другими кайнозойскими офиолитовыми поясами западной части Тихого океана, которые образуют прерывистую зону, протягивающуюся от Новой Каледонии на северо-запад через Новую Гвинею, Сулавеси, Калимантан и Филиппины [197]. В настоящее время мы располагаем лишь обрывочными данными о тектони-

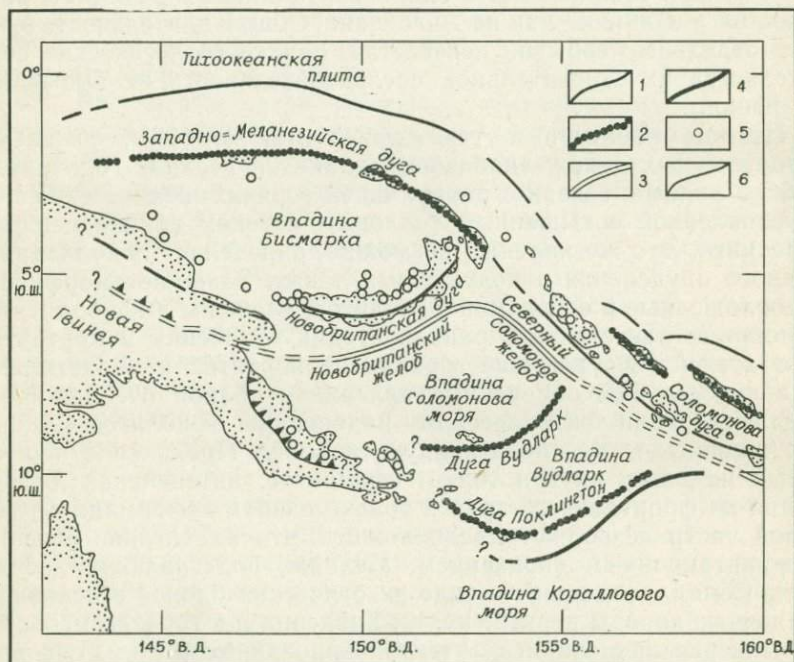


Рис. 71. Обобщенная тектоническая карта района Восточное Папуа—Соломоновы острова [222].

1 — неактивный желоб; 2 — остаточная дуга; 3 — активный желоб (зона субдукции); 4 — фронтальная дуга; 5 — активный вулкан (островодужного типа); 6 — надвиг ультраосновного комплекса.

ческой истории западной части Тихого океана. В данном обсуждении я основываюсь главным образом на работе Девиса, который великолепно суммировал и интерпретировал данные австралийских авторов по этой труднодоступной и залесенной территории [125, 108—110, 132]. Кроме работы Девиса опубликовано несколько статей, посвященных структурным и геофизическим особенностям офиолитов Папуа [355, 162, 399, 398, 268, 169, 335].

Хребет Оуэн-Стэнли сложен простирающимися на северо-запад мезозойскими метаморфизованными осадками; он является фундаментом, на котором залегают офиолиты Папуа.

Мезозойские метаморфиты представлены главным образом графит-кварц-полевошпатово-слюдистыми сланцами с мраморами, кристаллическими сланцами основного состава и метаконгломератами. Степень метаморфизма этих образований отвечает зеленосланцевой фации, низкотемпературной на севере и высокотемпературной на юге. Офиолиты Папуа и метаморфиты Оуэн-Стэнли разделены крупным разломом, который известен под названием разлома Оуэн-Стэнли (рис. 72). В пространственной близости от разлома Оуэн-Стэнли располагаются спорадические выходы лавсонитовых и глаукофановых сланцев, формирование которых связывают с тектоническим надвижением офиолитов [110]. Девис [109] считает, что разлом Оуэн-Стэнли является падающим на север надвигом, прослеживающимся под покровом поднятой офиолитовой пластины, и представляет собой поверхность, вдоль которой офиолиты были обдуктированы на континентальную кору, представленную метаморфитами хребта Оуэн-Стэнли. Род [335] и Милсом [268, 269] выдвинули ряд возражений против модели простого надвигания. Особенно категорично отвергает концепцию надвигания Род, который постулирует подъем офиолитов вертикально вверх вдоль плоскости разлома Оуэн-Стэнли, после того как наклоненная на запад и падающая под Австралийский континент зона субдукции прекратила движение в раннетретичное время. Эта концепция подразумевает вертикальное перемещение офиолитов вверх с глубины 40 км вдоль плоскости сброса, сформировавшегося первично в период субдукции [317]. Полное отсутствие метаморфизма высокого давления в офиолитах Папуа является важным свидетельством того, что эти породы не испытали глубокую субдукцию и позднее тектоническое воздымание.

Тем не менее в зоне разлома Тимено, расположенной восточнее зоны главного разлома Оуэн-Стэнли, залегают тектонические чешуи высокометаморфизованных пород амфиболитовой и гранулитовой фаций. Девис [109] считает, что эти породы образовались под воздействием высоких температур и давлений, возникших в процессе надвигания офиолитов Папуа (для роговообманковых гранулитов указывается К-Аг-возраст 52 млн. лет). Следует отметить, что описываемые высокометаморфизованные породы по степени метаморфизма и характеру залегания аналогичны метаморфитам, залегающим в основании офиолитовых комплексов в Ньюфаундленде и Омане. Считается, что офиолиты Папуа были надвинуты в верхнем эоцене или олигоцене, поскольку как надвинутая, так и поддвинутая пластины включают осадки мелового возраста и трансгрессивно перекрыты миоценовыми морскими известняками и подводными туфогенными толщами. Примечательно, что в верхней части толщи подущечных лав отсутствуют прослой или перекрывающий чехол

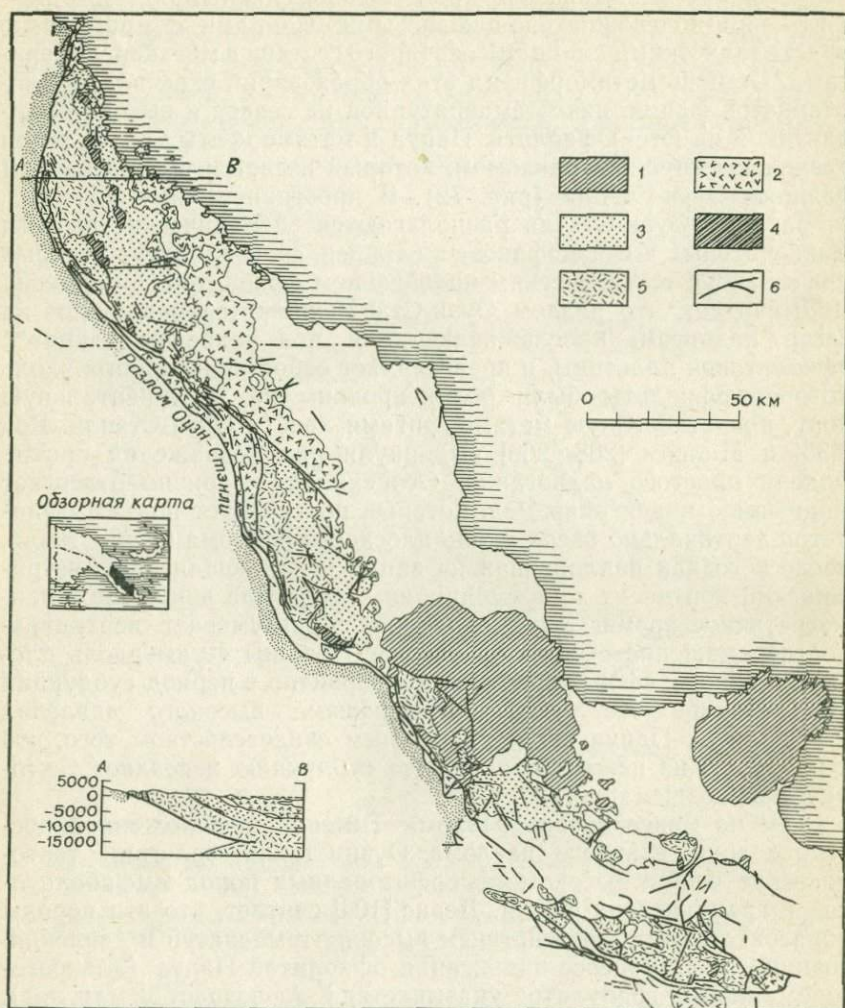


Рис. 72. Геологическая карта района распространения офиолитов Папуа Новая Гвинея [109].

1 — четвертичные вулканиты; 2 — массивные базальты; 3 — габбро; 4 — кумулятивные перидотиты; 5 — метаморфизованные перидотиты; 6 — разлом. На разрезе вертикальный масштаб равен горизонтальному.

пелагических или глубоководных железо-марганцевых осадков. Отсутствие пелагических осадков может быть обусловлено быстрой эрозией, поскольку установлено, что в миоцене началось значительное воздымание, которое продолжается и в настоящее время [109]. Миоценовые вертикальные движения, несомненно,

увеличили первичный наклон надвига Оуэн-Стэнли, одновременно усложнив его взаимоотношения с офиолитами Папуа. Если эоценовый возраст надвигания офиолитов определен Девисом правильно, то это хорошо согласуется с реконструкцией движения плит в западной части Тихого океана. Девис описывает эти движения следующим образом: «Движение Австралийской плиты на север явилось причиной меридионального сжатия в регионе Папуа. Основным следствием этого было развитие Новобританского желоба в виде прогиба, связанного с погружением Австралийской плиты. Побочным эффектом вполне могло быть надвигание пластины океанической коры и мантии (гипербазитовый пояс Папуа) на юг, на меловые геосинклинальные осадки, что отвечает картине, наблюдаемой в настоящее время в Восточном Папуа. Движение Тихоокеанской плиты на запад, несомненно, вызвало широтное сжатие и левостороннее вращение в регионе Папуа. Основным результатом, по-видимому, явился левосторонний сдвиг внешней окраины Соломоновых островов — Новой Ирландии; побочным эффектом вполне мог быть левосторонний сдвиг надвиговой пластины гипербазитового пояса Папуа» (см. рис. 71). Род [335], основываясь на концепции тектоники плит, пришел к аналогичной реконструкции, но, как было показано ранее, он считает, что офиолиты Папуа поднялись из глубин зоны субдукции и что их локализация не связана с обдукцией.

5.2. Особенности внутреннего строения. Предполагается, что офиолиты Папуа представляют собой крупную пластину, которая погружается в северо-восточном направлении. Последовательное расположение с запада на восток перидотитов, кумулятов, габбро и базальтов свидетельствует об общей крупной расчлененности. Однако в поле эта расчлененность, так же как и ее погружение на восток, выявляется нечетко. Смещение гравитационных максимумов Буге в восточном направлении от области обнажения офиолитов на поверхности служит косвенным свидетельством в пользу концепции Девиса относительно погружающейся на восток пластины [363, 268, 269]. Сведения о внутренней структуре офиолитов немногочисленны и основаны на данных геологических пересечений, удаленных друг от друга на 6—12 км. Представляется вероятным существование структурных осложнений, в частности повторения разрезов в результате надвигообразования или смещения, связанных со сбросами или сдвигами. Для целей предлагаемого обсуждения офиолиты подразделены на следующие единицы (снизу вверх): 1) тектонизированные перидотиты, 2) кумулятивные перидотиты, 3) габбро и 4) базальты. Девис [109] объединяет тектонизированные перидотиты и кумулятивные перидотиты в единую гипербазитовую зону, в которой, по его расчетам, тектонизированные перидотиты

составляют 90%. По оценке Девиса, мощность зоны колеблется от 4 до 8 км, однако он предупреждает, что если его оценки узлов погружения завышены, то мощность может оказаться преувеличенной по крайней мере на 2 км. Я склонен полагать, что оценка мощности в 2—6 км является более реалистичной. Степень деформации достаточно изменчива, но, по-видимому, во всех тектонизированных перидотитах оливин обнаруживает изогнутость внутренних зон. Отсутствие структурного анализа не позволяет провести каких-либо количественных оценок стилиа деформации, однако Девис [109] отмечает наличие структур от милонитовой до катакластической. Основным типом пород являются гарцбургиты, содержащие 60—80% оливина ($\text{Fo}_{91,6-93,6}$), 20—40% ортопироксена ($\text{En}_{92,1-93,4}$) и акцессорный хромит (табл. 18). Развивается грубослоистая текстура, обусловленная колебаниями в содержании ортопироксена. Дуниты, которые содержат оливин такого же состава, как и гарцбургиты, образуют прерывистые прослои в гарцбургитах. Однако местами дуниты залегают в форме секущих жил или даек. Представлены также дайки ортопироксенитов, образующие в ряде случаев раздувы неправильной формы до 5 м в поперечнике. Пожалуй, наиболее важной чертой тектонизированных перидотитов является однородность состава оливина и ортопироксена на больших расстояниях [132]. Подобная однородность исключает возможность отнесения этих пород к перекристаллизованным кумулятам и убедительно свидетельствует о том, что они представляют собой тугоплавкий остаток процесса частичного плавления в мантии.

Кумулятивные перидотиты расположены в пределах верхних 100—500 м гипербазитовой зоны и образуют изолированные выходы вдоль всего офиолитового пояса Папуа (рис. 72). Они более мелкозернисты по сравнению с подстилающими тектонизированными перидотитами и содержат кумулятивный оливин, ортопироксен, клинопироксен и хромит при полном отсутствии плагиоклаза. Оливин ($\text{Fo}_{78,3-89,6}$) и ортопироксен ($\text{En}_{81,1-90,5}$) характеризуются гораздо более широкими вариациями состава и обнаруживают тенденцию к сильному обогащению железом. Переход к вышележащим габбро постепенный, тогда как деформации из подстилающих перидотитов в пределы кумулятов не распространяются, что, следовательно, указывает на несогласие внутри офиолитового комплекса. Девис [109] отмечает широкое распространение серпентинизации, которая охватила, согласно его оценке, 20% всего объема зоны ультрабазитов. Господствующими разновидностями серпентина являются лизардит и хризотил, причем степень серпентинизации быстро возрастает вблизи разломов, а также вблизи контактов с тоналитами и габбро. Присутствует антигорит, но, по-видимому, его распространение

Таблица 18

Средний химический состав и нормативный минеральный состав различных типов пород офиолитов Папуа Новая Гвинея

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	40,93	43,15	55,52	50,56	51,12	52,12	61,72
Al ₂ O ₃	0,54	0,23	1,13	16,38	18,51	14,00	16,23
FeO	7,82	7,41	9,62	5,26	6,47	11,70	6,87
MgO	49,86	48,46	31,77	12,26	9,15	7,49	3,37
CaO	0,73	0,55	1,62	14,55	12,95	10,42	7,21
Na ₂ O	—	0,07	0,05	0,73	1,51	2,78	3,52
K ₂ O	—	0,01	0,04	0,04	0,03	0,07	0,56
TiO ₂	—	0,02	0,05	0,11	0,13	1,24	0,41
MnO	0,11	0,10	0,19	0,11	0,13	0,18	0,11

Нормативные минералы

Q	—	—	—	—	—	—	15,0
Or	0,06	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	3,3
Ab	0,6	0,4	6,2	12,8	23,5	29,8	29,8
An	0,3	2,7	41,3	43,6	25,5	26,8	26,8
Di	1,9	4,2	24,7	16,7	21,7	7,5	7,5
Hu	8,7	85,3	24,7	26,1	23,2	16,8	16,8
Ol	88,4	6,9	2,6	0,4	3,2	—	—
Il	0,04	0,1	0,2	0,3	2,3	0,8	0,8

Нормативный состав вычислен после пересчета всего железа на FeO, вычитания из анализов H₂O и CO₂ и приведения суммы к 100%.

1. Дунит [109]. 2. Гарцбургит [109]. 3. Ортопироксенит, среднее из 4 анализов [109]. 4. Габбро, среднее из 12 анализов [109]. 5. Габбро из верхнего горизонта [109]. 6. Базальт, среднее из 7 анализов [109]. 7. Тоналит, среднее из 4 анализов [109].

ограничено областью горы Саклинг и ультраосновными брекчиями долины Муса, северо-западнее горы Саклинг.

Девис [109] подразделяет габбро на три типа (рис. 72): 1) кумулятивные габбро, постепенно переходящие в подстилающие кумулятивные перидотиты (мощность примерно 3 км); 2) зернистые габбро, представляющие собой преимущественно гомогенную породу, включающую в подчиненном количестве кумулятивные габбро, шлировые габбро и габбро-пегматиты (мощность примерно 3 км); 3) малоглубинные массивные габбро, характеризующиеся офитовой структурой и зональным плагиоклазом (мощность примерно 1 км). Кумулятивные габбро

обнаруживают ритмичную расслоенность и содержат следующие кумулятивные фазы: оливин (Fo_{83}), клинопироксен ($\text{En}_{51}\text{Fs}_5\text{Wo}_{44}$), ортопироксен (En_{69}) и плагиоклаз (An_{80-85}). Типичные зернистые габбро содержат 5% оливина (Fo_{80}), 35% клинопироксена ($\text{En}_{52}\text{Fs}_5\text{Wo}_{43}$), 10% ортопироксена (En_{83}), 50% плагиоклаза (An_{80}) и характеризуются тонкозернистой (1—2 мм) аллотриоморфной или гипидиоморфной структурой. Малоглубинные габбро непосредственно подстилают базальты и связаны постепенным переходом с нижележащими равномернoзернистыми габбро. Рои даек между габбро и базальтами отсутствуют в отличие от описанных ранее офиолитовых комплексов Ньюфаундленда, Кипра и Омана. Нижний контакт габбро может иметь различный характер. В некоторых случаях кумулятивные габбро постепенно переходят в подстилающие ультраосновные кумуляты без какого-либо структурного перерыва. Девис описывает интрузивные контакты, когда габбро внедряются в подстилающие тектонизированные перидотиты. В редких случаях контакты габбро и тектонизированных перидотитов отмечены разломами. Тоналиты, сформировавшиеся после надвигания офиолитов, прорывают тектонизированные перидотиты и перекрывающие их габбро, очевидно внедряясь и образуя раздувы вдоль контакта габбро с базальтами.

Зона базальтов представляет собой мощную (4—6 км) толщу, сложенную массивными базальтами, базальтовыми подушечными лавами, кератофирами и пирокластами дацитового состава. В некоторых участках с эффузивами переслаиваются тонкозернистые карбонатные осадки. Нижняя часть зоны базальтов представлена массивными диабазами и базальтами, которые местами прорываются базальтовыми дайками. Однако большая часть этой зоны сложена потоками подушечных лав, с которыми ассоциируется подчиненное количество агломератов, автобрекчий и гиалокластитов. Детальное петрографическое описание базальтов отсутствует, но химические анализы показывают, что они являются низкощелочными толеитами (рис. 72). Девис [109] отмечает широкое развитие термального метаморфизма базальтов с образованием альбита, эпидота, хлорита, пренита и пумпеллинита. Он связывает это явление с возможной циркуляцией горячей морской воды. Фораминиферы из переслаивающихся осадочных образований базальтовой зоны относятся к позднему мелу, что хорошо согласуется с позднемеловым значением возраста пироксенов из базальтов (116 млн. лет), полученным К-Аг-методом. Радиометрический возраст (50—55 млн. лет) тоналитов фиксирует верхнюю возрастную границу офиолитов Папуа. Однако неясно, являются ли тоналиты продуктами дифференциации офиолитового комплекса или же представляют собой более поздние, не связанные с офиолитами

интрузии, внедренные после локализации последних. Здесь важно указать, что тоналитовые интрузии не внедряются в метаморфические породы Оуэн-Стэнли и не пересекают зоны главных разломов. Химические характеристики тоналитов позволяют предполагать, что они не являются аналогами плагиогранитов, присутствующих в офиолитовых комплексах [93], а относятся к известково-щелочным образованиям, связанным, видимо, с островодужными магмами.

5.3. Результаты петрологических, тектонических и геофизических исследований. Петрологическая эволюция офиолитов Папуа обнаруживает сходные черты с эволюцией других вышеописанных офиолитовых комплексов. Здесь мы вновь наблюдаем как полигенетические, так и сингенетические взаимоотношения внутри комплекса. Тектонизированные перидотиты характеризуются весьма однородным минеральным составом на больших расстояниях как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Они претерпели также и перекристаллизацию при температурах субсолидуса. Минеральный и полный химический составы этих пород свидетельствуют о том, что они сформировались скорее как остаток частичного плавления, а не как метаморфизованный мантийный кумулят [132]. Низкое содержание алюминия (1,0% Al_2O_3) в клинопироксене из тектонизированных перидотитов указывает, что частичное плавление и *PT*-условия равновесия перекристаллизации отвечали полю устойчивости плагиоклазового перидотита.

В противоположность тектонизированным перидотитам залегающие выше кумулятивные перидотиты, габбро и базальтовые подушечные лавы, очевидно, характеризуются сингенетичной историей эволюции и сформировались в ходе магматической дифференциации единой основной родоначальной магмы. Родоначальная магма могла образоваться в мантии путем частичного плавления перидотитов. Тугоплавкий остаток этого процесса должен был предпочтительно соответствовать составу подстилающих тектонизированных перидотитов, за исключением отношения $^{86}Sr/^{87}Sr$. Девис [109] показал, что родоначальная магма должна была иметь более высокое отношение Mg/Fe и более низкое содержание щелочей, чем континентальные базальты, и, видимо, больше приближалась по составу к типичным океаническим базальтам. Оценка Девисом состава исходной магмы породила дилемму, поскольку среди лав, перекрывающих кумулятивный комплекс, отсутствуют породы соответствующего состава. Проблема заключается в том, что количества K_2O и TiO_2 в родоначальной магме и продуктах ее дифференциации не удается легко увязать с простой фракционной кристаллизацией выбранного родоначального расплава. В базальтах, видимо, слишком много TiO_2 и недостаточно K_2O . Представляется, что

установить состав родоначальной магмы невозможно, так как он сам по себе мог непрерывно изменяться, что соответственно сопровождалось изменением относительных количеств продуктов дифференциации.

Девис [109] описывает возможный процесс становления офиолитов Папуа следующим образом: «Согласно предполагаемой модели, ультраосновные кумуляты и габбро были связаны с магматическими резервуарами, из которых происходило излияние эффузивов. В резервуары непрерывно поступал базальтовый расплав из мантийного источника. В период прекращения активности резервуары располагались на глубине от 4 до 10 км под океаническим дном, но к моменту начала вулканической активности могли находиться на глубине менее 4 км... Отсутствие нормального фундамента затрудняет расшифровку начальных стадий развития комплекса Папуа, однако не приходится сомневаться в том, что наиболее вероятен процесс непрерывного формирования океанической коры, подобный процессу, происходящему в настоящее время на срединно-океанических хребтах... В таком случае вмещающие породы могут рассматриваться как ранее образовавшаяся океаническая кора, которая отодвигалась от хребта со скоростью 2—5 см/год. Тогда габбро и базальты могли заполнять зону раздвигания вдоль оси хребта. Некумулятивные перидотиты могут представлять собой мантийный материал, который перемещался в твердом состоянии, возможно, в результате синтетектонической перекристаллизации. Видимо, этот материал являлся исходным фундаментом для габбровых интрузий и перемещался далее вместе с ними в виде жесткой плиты в сторону от срединно-океанического хребта». Любопытное отсутствие роев даек в офиолитах Папуа, очевидно, свидетельствует о том, что здесь мы имеем иной случай формирования океанической коры. Кариг [221] убедительно доказал, что океаническая кора образуется в краевых бассейнах в тылу островных дуг, и поэтому не исключено, что офиолиты Папуа представляют собой фрагмент океанической коры краевого бассейна. Отсутствие комплекса даек и более поздние интрузии тоналитов являются геологическими индикаторами своеобразной истории развития офиолитов Папуа и могут указывать на их формирование в краевом бассейне.

Аллохтонная природа офиолитов Папуа, по-видимому, хорошо установлена на основании как геологических, так и геофизических данных. Однако надвигание такой огромной массы плотной океанической коры на гораздо более легкую континентальную кору является сложным процессом с точки зрения динамики. Тем не менее многие авторы ссылаются на офиолиты Папуа как на классический пример обдуктирования океанической коры на край континента [117, 82, 109, 110]. В период лока-

лизации (палеоцен) на большей части Восточного Папуа преобладали условия глубокого океанического бассейна, так что область локализации офиолитов находилась значительно ниже уровня моря. Возможно, в результате перемещения Австралийской плиты на север и ее конвергенции с новообразованной океанической корой часть новой океанической коры была отчленена и стала наползать на край Австралийского континента. Пока совершенно неясно, вызвана ли обдукция гравитационным скольжением или подталкиванием с тыла океанической плитой. Присутствие вдоль зоны разломов Оуэн-Стэнли метаморфических пород высокого давления и низкой температуры, возможно, свидетельствует о периодической субдукции Австралийского континента под океаническую плиту. Изостатическое выравнивание, последовавшее вслед за погружением легкой континентальной коры, привело к поднятию хребта Оуэн-Стэнли до его современного положения. Первичная пологозалегающая зона, вдоль которой происходило перемещение офиолитов, в настоящее время приняла вертикальное положение.

Геофизические исследования Милсома [268] показывают, что с офиолитами Папуа связаны положительные аномалии силы тяжести, сходные по размерам и очертаниям с аномалиями Кипра. Милсом [268] для объяснения становления офиолитов Папуа применил модель погружающейся на восток пластины, которая сочленяется с современной океанической корой и мантией Соломонова моря. Милсом суммирует свои соображения следующим образом: «Гипотеза, согласно которой ультраосновной пояс Папуа и сходные крупные офиолитовые покровы являются пластинами океанической коры или коры фронтальной островной дуги, которые надвинуты совместно с пластинами подстилающей мантии на континентальные окраины, согласуется с наблюдаемыми гравитационными полями, если принять ряд ограничений. В некоторых отношениях количество допускаемых структур столь ограничено, что трудно установить соответствие с геологической картиной, наблюдаемой в поле, и с механическими условиями надвигообразования. *Но поскольку пояс, несомненно, существует, должен существовать и механизм его формирования*» (курсив мой). Отсутствие актуалистических примеров происходящей в настоящее время обдукции океанической коры, отражающей часть современного движения плит, оставляет нерешенной проблему надвигания этих аллохтонных пластин.

Заключение

В процессе сбора данных для этой монографии стало очевидным, что многие аспекты, связанные с офиолитами, неясны и при современном уровне знаний было бы преждевременным

делать строгие выводы или создавать жесткие классификации. Для настоящего обсуждения представляется более подходящим отметить некоторые главные проблемы, связанные с концепцией офиолитов.

Сопоставление офиолитовых ассоциаций с современной океанической литосферой фактически является неполным. До сих пор ни на одном участке океана не было произведено последовательного опробования океанической коры¹. Большинство реконструкций основывается на данных драгирования и неглубокого бурения в сочетании с аналогиями с наземными офиолитами. До того как будут опробованы полные разрезы океанической коры в различных участках океанов, аналогии, проводимые между океанической литосферой и наземными офиолитами, будут оставаться в сфере предположений. Дальнейшее глубокое бурение в сочетании с драгированием в областях активного спрединга и в структурных обстановках, где обнажены мощные разрезы океанической коры, дадут литологическую информацию, необходимую для большего обоснования таких аналогий.

Природа тектонических процессов, приводящих к внедрению или надвиганию океанической коры на область континентальных окраин, остается неясной. Положения тектоники плит иллюстрируются многими современными ситуациями, где субдукцию, центры спрединга, островные дуги можно наблюдать в настоящее время. Однако перемещение тяжелой океанической коры на легкую континентальную кору не имеет современных аналогов и действительный механизм этого процесса остается непонятным. Как отмечалось ранее, в складчатых поясах континентальных окраин было локализовано менее 0,001% океанической коры. Совершенно очевидно поэтому, что пластины океанической коры надвигаются на континентальную кору лишь в исключительных тектонических условиях. Нет сомнения в том, что существует не единственная тектоническая ситуация, способствующая перемещению океанической коры на континентальные окраины. Дальнейшее картирование в сочетании со структурными исследованиями должны способствовать возникновению свежих идей.

Петрологическая принадлежность большинства офиолитов остается неясной, поскольку трудно установить сингенетические взаимоотношения между различными членами комплекса. Мета-

¹ Уже после опубликования работы Р. Колмана ступенчатые драгировки, проведенные советскими учеными в Марианском желобе и в разломе Элтанин, подтвердили сходство офиолитов с океанической корой. Такие же результаты были получены американской подводной лодкой «Альвин» в Каймановом желобе.— *Прим. ред.*

морфизованные перидотиты, залегающие в основании большинства офиолитовых комплексов, отличаются крайне низким содержанием несовместимых элементов и должны представлять собой тугоплавкий остаток частичного плавления мантии. Однако гораздо более высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7015—0,7064) в этих породах свидетельствуют о том, что они много древнее (>1,5 млрд. лет), чем вышележащие члены офиолитовых ассоциаций. Если родоначальная магма, с которой связано образование молодой океанической коры, возникает в результате частичного плавления в мантии, то маловероятно, что метаморфизованные перидотиты, залегающие в основании офиолитовых комплексов, представляют собой тугоплавкий остаток этого плавления. Родоначальная магма офиолитовых комплексов, очевидно, приближается по составу к низкощелочному океаническому толеиту, однако имеющиеся аналитические данные позволяют утверждать, что некоторые офиолиты обнаруживают известково-щелочную тенденцию; удалось выявить также и недосыщенные базальтовые магмы. Эти вариации химизма можно объяснять по-разному, и они еще долго будут привлекать внимание петрологов, пытающихся установить тектоническую обстановку формирования магм. Широко распространенные гидротермальные изменения членов офиолитовой ассоциации преобразовали первичный состав пород до такой степени, что определение типа первичной магмы может оказаться невозможным. Сопоставление валовых составов пород из разных офиолитовых комплексов без учета степени их вторичного изменения может привести лишь к путанице. Детальное изучение минералов и их парагенезисов, соответствующих базальтовым магмам, производными которых являются офиолиты, должно помочь в решении проблемы. Петрологическое разнообразие, установленное в настоящее время для фанерозойских офиолитов, свидетельствует о том, что тектоническая обстановка формирования этих пород могла быть различной. Со временем мы, возможно, научимся различать офиолиты краевых бассейнов, срединно-океанических хребтов и островных дуг по их петрохимической природе.

Петрохимические тренды, несомненно, имеют большое значение, однако необходимо принимать во внимание и особенности ассоциирующихся осадков, тектоническую обстановку и характер метаморфизма. Необходимо воссоздать детальную геологическую картину для каждого офиолитового комплекса в отдельности, прежде чем выдвигать обоснованные предположения относительно его возможной петротектонической истории. Многие изверженные породы, которые являются членами эвгеосинклинальных комплексов (кластических клиньев), никак не связаны с океанической корой. Дальнейшие геологические наблюдения дадут возможность отличить эти автохтонные

изверженные породы от аллохтонных офиолитов, однако в местах, где эти породы вовлечены в меланж, следует опираться на тщательное геологическое картирование.

Штейнмановская концепция офиолитов, преобразованная тектоникой плит и освещенная современной петрологией, остается незабываемой и имеет большое значение для расшифровки природы континентальных окраин, древних морей и главных шовных зон.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Abbate E., Bortolotti V., Passerini P.* Introduction to the geology of the Northern Apennines. *Sed. Geol.* **4**, 207—250, 521—558 (1970).
2. *Abbate E., Bortolotti V., Passerini P.* Studies on mafic and ultramafic rocks. 2—Paleogeographic and tectonic considerations on the ultramafic belts in the Mediterranean area. *Boll. Soc. Geol. Italy* **91**, 239—282 (1972).
3. *Пассерини П., Джанелли Д., Бартолотти В., Аббате Е.* Основные тектонические события, связанные с внедрением офиолитов в поясе Тетис. Межд. симп. «Офиолиты в земной коре», тезисы докладов, М., Наука, 1973.
4. *Allegre C. J., Montigny R., Bottinga Y.* Cortege ophiolitique et cortege oceanique, geochimie comparee et mode degenese. *Bull. Soc. Geol. France* **15**, 461—477 (1973).
5. *Allemann F., Peters T.* The ophiolite-radiolarite belt of the North-Oman Mountains. *Eclogae Geol. Helvetiae* **65**, 657—697 (1972).
6. *Amann H., Backer H., Blissenbach E.* Metalliferous muds of the marine environment: Offshore Technology Conf. Am. Inst. Mining, Metall. Petrol. Eng. OTC 1759, I 345—I 353 (1973).
7. *Amstutz G. C.* Spillites and Spilitic Rocks. New York—Heidelberg—Berlin: Springer 1974.
8. *Andel T. H. van, Phillips J. D., Herzen R. P. von.* Rifting origin for the Vema fracture in the North Atlantic. *Earth Planet Sci. Lett.* **5**, 296—300 (1969).
9. *Anderson R. N., Halunen J. Jr.* Implications of heat flow for metallogensis in the Bauer Deep. *Nature (London)* **251** (1974), pp. 473—475.
10. Anonymous. Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes* **17**, 24—25 (1972).
11. «Офиолиты в земной коре». Межд. симп. «Офиолиты в земной коре», тезисы докладов, М., Наука, 1973.
12. *Armstrong R. L., Dick H. J. B.* A model for the development of thin overthrust sheets of crystalline rock. *Geology* **2**, 35—40 (1974).
13. *Arth J. G., Hanson G. N.* Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths. *Contrib. Mineral. Petrol.* **37**, 161—174 (1972).
14. *Aubouin J.* Geosynclines. Amsterdam: Elsevier 1965, pp. 1—335.
15. *Aumento F., Loncarevic B. D., Ross D. I.* Hudson geotraverse: geology of the Mid-Atlantic Ridge at 45° N. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A* **268**, 623—650 (1971).
16. *Bachinski D. J.* Sulfur isotopic composition of ophiolitic cupriferous iron sulfide deposits, Notre Dame Bay, Newfoundland. *Econ. Geology* **71**, 443—452 (1976).
17. *Bäcker H.* Rezent hydrothermal—Sedimentäre Lagerstättenbildung. *Erzmetall* **26**, 544—555 (1973).
18. *Bagnall P. S.* The geology and mineral resources of the Pano Lefkara-Larnaca area. *Mem. Geol. Surv. Cyprus* **5**, 1—116 (1960).

19. *Bailey E. H., Blake M. C., Jr.* Major chemical characteristics of Mesozoic coast ophiolite in California. *J. Res. U. S. Geol. Survey*, **2**, 637—656 (1974).
20. *Bailey E. H., Blake M. C., Jr., Jones D. L.* On-land Mesozoic oceanic crust in California coast ranges. *Geol. Survey Res.*, 1970, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 700-C, C 70—C 81 (1970).
21. *Bailey E. H., Coleman R. G.* Mineral deposits in the Semail ophiolite of northern Oman. *Geol. Soc. Am. Abst.* **7** (3), 293 (1975).
22. *Bamba T.* Ophiolite from the Ergani mining district, Southeastern Turkey. *Mining Geol.* **24**, 297—305 (1974).
23. *Barnes I., La Marche V. C., Jr., Himmelberg G.* Geochemical evidence of present-day serpentinization. *Science* **156**, 830—832 (1967).
24. *Barnes I., O'Neil J. R.* The relationship between fluids in some fresh Alpine-type Ultramafics and possible modern serpentinization, Western United States. *Geol. Soc. Am. Bull.* **80**, 1947—1960 (1969).
25. *Barnes I., Rapp J. B., O'Neil J. R.* Metamorphic assemblages and the direction of flow of metamorphic fluids in four instances of serpentinization. *Contrib. Mineral. Petrol.* **35**, 263—276 (1972).
26. *Bear L. M.* The geology and mineral resources of the Akaki-Lythrodondha area. *Cyprus Geol. Surv. Dept. Mem.* **3**, 122 (1960).
27. *Bear L. M.* The mineral resources and mining industry of Cyprus. *Cyprus Geol. Surv. Dept. Bull.* **1**, 1—208 (1963a).
28. *Bear L. M.* Geologic Map of Cyprus (1:250,000). *Geologic Survey Dept. Cyprus* (1963b).
29. *Bearth P.* Über Eklogite, Glaukophan—Schiefer und metamorphe Pillowlaven. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.* **39**, 267—286 (1959).
30. *Bearth P.* Die Ophiolite der Zone von Zermatt-Saas Fee. *Beitr. geol. Karte Schweiz.* **N. F. 132**, 130 (1967).
31. *Bearth P.* Gesteins- und Mineral-Paragenesen aus Ophiolite von Zermatt. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.* **53**, 299—334 (1973).
32. *Bearth P.* Zur Gliederung und Metamorphose der Ophiolite der Westalpen. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.* **54**, 385—397 (1974).
33. *Benson W. N.* The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks. *U. S. Natl. Acad. Sci. Mem.* **1**, 1—90 (1926).
34. *Berckhemer H.* Topographie des "Ivrea-Körpers" abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. *Schweiz. Mineral Petrogr. Mitt.* **48**, 235—254 (1968).
35. *Berckhemer H.* Direct evidence for the composition of the lower crust and the Moho. *Tectonophysics* **8**, 97—105 (1969).
36. *Berger W. H.* Deep sea sedimentation. In: *The Geology of Continental Margins*. *Burk C. A., Drake C. L.* (eds.). New York: Springer 1974, pp. 213—241.
37. *Bezzi A., Piccardo G. B.* Structural features of the ligurian ophiolites: Petrologic evidence for the "Oceanic" floor of the Northern Apennines geosyncline; a contribution to the problem of the Alpine type gabbro-peridotite associations. *Mem. Soc. Geol. Ital.* **10**, 53—63 (1971).
38. *Bilgrami S. A.* Mineralogy and petrology of the central part of the Hindubagh igneous complex, Hindubagh mining district, Zhob Valley, West Pakistan. *Rec. Geol. Surv. Pakistan* **10**, pt. 2—C, 1—28 (1964).
39. *Birch F.* Speculations on the earth's thermal history. *Geol. Soc. Am. Bull.* **80**, 133—154 (1965).
40. *Bischoff J. L.* The Red Sea geothermal deposits: their mineralogy, chemistry and genesis. In: *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*. *Degens E. T., Ross D.* (eds.). New York: Springer 1969, pp. 368—401.
41. *Bischoff J. L., Dickson F. W.* Seawater-basalt interaction at 20°C and 500 bars: Implications for origin of sea-floor heavy-metal deposits and regulations of sea-water chemistry. *Earth Planetary Sci. Lett.* **25**, 387—397 (1975).

42. *Blake M. C., Jones D. L., Landis C. A.* Active continental margins: contrast between California and New Zealand. In: *The Geology of Continental Margins. Burk C. A., Drake C. L. (eds.)*. New York: Springer 1974, pp. 853—872.
43. *Bonatti E.* Metallogenesis at oceanic spreading centers. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 3, 401—431 (1975).
44. *Bonatti E., Honnorez J., Ferrara G.* Equatorial Mid-Atlantic ridge: Petrologic and Sr isotopic evidence for an Alpine-type rock assemblage. *Earth Planetary Sci. Lett.* 9, 247—256 (1970).
45. *Bonini W. E., Loomis T. P., Robertson J. D.* Gravity anomalies, ultramafic intrusions, and the tectonics of the region around the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.* 78, 1372—1382 (1973).
46. *Bottinga Y., Allegre C. J.* Thermal aspects of sea-floor spreading and the nature of the oceanic crust. *Tectonophysics* 18, 1—17 (1973).
47. *Boudier F.* Relations Lherzolite—Gabbro-Dunite dans Le massif de Lanzo (Alpes pie montaises): Exemple de fusion partielle. Ph. D. thesis Nantes 1—106 (1972).
48. *Bowen N. L.* The origin of ultrabasic and related rocks. *Am. J. Sci.* 14, 89—108 (1927).
49. *Bowen N. L., Tuttle O. F.* The system $MgO-SiO_2-H_2O$. *Geol. Soc. Am. Bull.* 60, 439—460 (1949).
50. *Boyd F. R.* Garnet peridotites and the system $CaSiO_3-MgSiO_3-Al_2O_3$. *Mineralog. Soc. Am. Spec. Paper*, 3, 63—75 (1970).
51. *Boyd F. R.* A pyroxene geotherm. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 2533—2546 (1973).
52. *Brongniart A.* Classification et caractères mineralogiques des roches homogènes et hétérogènes. Paris: F. G. Levrault 1827.
53. *Brooks C., Hart S. R.* On significance of komatiite, *Geology* 2, 107—110 (1974).
54. *Brunn J. H.* Conditions de gisement des roches basiques en Macedoine accidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris* 210, 735 (1940).
55. *Brunn J. H.* Mise en place et différenciation pluto-volcanique du cortège ophiolitique. *Rev. Géogr. Phys. Dyn.* 3, 115—132 (1960).
56. *Brunn J. H.* Les sutures ophiolitiques. Contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatique et orogéniques. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 4, 89—96, 181—202 (1961).
57. *Brunn J. H., DeGraciansky P. C., Gutnic M., Juteau J., LeFevre R., Marcoux J., Monod O., Poisson A.* Structure majeurs et corrélations stratigraphiques dans les Taurides occidentales. *Bull. Soc. Géol. France* 12, 515—556 (1970).
58. *Buddington A. F., Hess H. H.* Layered peridotite laccoliths in the Trout River area, Newfoundland. *Am. J. Sci.* 33, 380—388 (1937).
59. *Бургман В. С., Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С., Шульц С. С., мл.* Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня. В разд.: Поздние стадии развития складчатых поясов и проблема офиолитов. Межд. симп. «Офиолиты в земной коре», тезисы докладов, М., Наука, 1973.
60. *Byerly P. E.* Interpretations of gravity data from the central coast ranges and San Joaquin Valley, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 77, 83—94 (1966).
61. *Cady W. M.* Tectonic setting of the Tertiary volcanic rocks of the Olympic Peninsula, Washington. *J. Res. U. S. Geol. Survey* 3, 573—582 (1975).
62. *Caillere S., Kraut F., Routhier P.* Etude géologique minéralogique et structurale des gisements et minerais de chrome du massif de Tiébaghi (Nouvelle-Calédonie). *Bull. Soc. Géol. France* 6, 169—187 (1956).
63. *Cann J. R.* Geological processes at mid-ocean ridge crests. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 15, 331—342 (1968).
64. *Cann J. R.* Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean, *J. Petrol.* 10, 1—19 (1969).

65. *Cann J. R.* New model for the structure of the ocean crust. *Nature* (London) **226**, 928—930 (1970).
66. *Cann J. R.* A model for oceanic crustal structure developed. *Geophys. J. Royal Astron. Soc.* **39**, 169—187 (1974).
67. *Carmichael I. S. E., Turner F. J., Verhoogen J.* *Igneous Petrology*. New York: McGraw-Hill, 1974.
68. *Challis G. A.* The origin of New Zealand ultramafic intrusions. *J. Petrol.* **6**, 322—364 (1965).
69. *Chetelat E. de.* La genèse et l'évolution des gisements de nickel de la Nouvelle-Calédonie. *Bull. Soc. Geol. France Ser. 5*, **17**, 105—160 (1947).
70. *Chidester A. H.* Petrology and geochemistry of selected talc-bearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in north-central Vermont. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* **345**, 1—207 (1962).
71. *Chidester A. H.* Evolution of the Ultramafic Complexes of Northwestern New England. In: *Studies of Appalachian Geology—northern and maritime*. *Zen E-an, White W. S., Hadley J. B., Thompsen J. B., Jr.* (eds.), New York: Interscience 1969, pp. 343—345.
72. *Chidester A. H., Cady W. M.* Origin and emplacement of Alpine-type ultramafic rocks. *Nature Phys. Sci.* **240**, 27—31 (1972).
73. *Christensen N. I.* Fabric, anisotropy, and tectonic history of the Twin Sisters dunite, Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.* **82**, 1681—1694 (1971).
74. *Christensen N. I., Salisbury M. H.* Structure and constitution of the lower oceanic crust. *Rev. Geophys. Space Physics.* **13**, 57—86 (1975).
75. *Church W. R.* Ophiolite: its definition, origin as oceanic crust, and mode of emplacement in orogenic belts, with special reference to the Appalachians. *Dept. Energy, Mines Res. Canada Publ.* **42**, 71—85 (1972).
76. *Church W. R., Stevens R. K.* Early Paleozoic ophiolite complexes of the Newfoundland Appalachians as mantle-oceanic crust sequences. *J. Geophys. Res.* **76**, 1460—1466 (1971).
77. *Coleman P. J.* Geology of the Solomon and New Hebrides Islands, as part of the Melanesian re-entrant, Southwest Pacific. *Pacific Sci.* **24**, 289—314 (1970).
78. *Coleman R. G.* Jadeite deposits of the Clear Creek area, New Idria district, San Benito County California. *J. Petrol.* **2**, 209—247 (1961).
79. *Coleman R. G.* Serpentinities, rodingites and tectonic inclusions in Alpine-type mountain chains. *Geol. Soc. Am. Special Paper* **73** (1963).
80. *Coleman R. G.* New Zealand serpentinites and associated metasomatic rocks. *New Zealand Geol. Surv. Bull.* **76**, 1—102 (1966).
81. *Coleman R. G.* Low-temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington. *U. S. Geol. Surv. Bull.* **1247**, 1—49 (1967).
82. *Coleman R. G.* Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *J. Geophys. Res.* **76**, 1212—1222 (1971a).
83. *Coleman R. G.* Petrologic and geophysical nature of serpentinites. *Geol. Soc. Am. Bull.* **82**, 897—918 (1971b).
84. *Coleman R. G.* The Colebrooke Schist of southwestern Oregon and its relation to the tectonic evolution of the region. *U. S. Geol. Surv. Bull.* **1339**, 1—61 (1972a).
- ay Ref 85. *Coleman R. G.* Blueschist metamorphism and plate tectonics. 24th Intern. Geol. Congr. Sect. **2**, 19—26 (1972b).
86. *Coleman R. G.* Ophiolites in the earth's crust: A symposium, field excursions, and cultural exchange in the USSR. *Geology* **7**, 51—54 (1973).
87. *Coleman R. G., Blank H. R., Jr., Hadley D. G., Fleck R. J.* A Miocene ophiolite on the Red Sea coastal plain. *Trans. Am. Geophys. Union* **56**, 1080 (1975a).

88. Coleman R. G., Fleck R. J., Hedge C. E., Ghent E. D. The volcanic rocks of southwest Saudi Arabia and the opening of the Red Sea. U. S. Geol. Surv. Saudi Arabian Project Report 194, 1975b, 60 p.
89. Coleman R. G., Garcia M., Anglin C. The amphibolite of Briggs Creek: A tectonic slice of metamorphosed oceanic crust in south-western Oregon? Geol. Soc. Am. Abst. 8, 363 (1976).
90. Coleman R. G., Irwin W. P. Ophiolites and ancient continental margins. In: The Geology of Continental-Margins. Burk C. A., Drake C. L. (eds.), New York: Springer 1974, pp. 921—931.
91. Coleman R. G., Keith T. E. A chemical study of serpentinization — Burro Mountain, California. J. Petrol. 12, 311—328 (1971).
92. Coleman R. G., Lanphere M. A. Distribution and age of high-grade blueschists, associated eclogites and amphibolites from Oregon and California. Geol. Soc. Am. Bull. 82, 2397—2412 (1971).
93. Coleman R. G., Peterman Z. E. Oceanic Plagiogranite. J. Geophys. Res. 80, 1099—1108 (1975).
94. Constantinou G., Govett G. J. S. Genesis of sulfide deposits, ochre and amber of Cyprus. Inst. Min. Metal. Trans. 81, B 34—B 46 (1972).
95. Constantinou G., Govett G. J. S. Geology, geochemistry, and genesis of Cyprus sulfide deposits. Econ. Geol. 68, 843—858 (1973). *See also Constantinou G. et al. 1974!*
96. Cooke H. C. Thetford, Disraeli and Eastern Half of Warwick Map areas, Quebec. Canada Geol. Surv. Mem. 211, 1—160 (1937).
97. Cooper J. R. Geology of the southern half of the Bay of Islands complex. Newfoundland Dept. Nat. Res., Geol. Sec., Bull. 4, 1936, 60 p.
98. Corliss J. B. The origin of metal-bearing submarine hydrothermal solutions. J. Geophys. Res. 76, 8128—8138 (1971).
99. Cortesogno L., Gianelli G., Piccardo G. B. Preorogenic metamorphic and tectonic evolution of the ophiolite mafic rocks (Northern Apennine and Tuscany). Boll. Soc. Geol. Italy 1—37 (1975).
100. Cowan D. S. Deformation and metamorphism of the Franciscan subduction zone complex northwest of Pacheco Pass, California, Geol. Soc. Am. Bull. 85, 1623—1634 (1974).
101. Cowan D. S., Mansfield C. F. Serpentinite flows on Joaquin Ridge, Southern coast ranges, California. Geol. Soc. Am.
102. Dallmeyer R. D., Williams H. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ release spectra of hornblende from the metamorphic aureole of the Bay of Islands Complex, western Newfoundland: Timing of ophiolite obduction at the ancient continental margin of eastern North America. Geol. Assoc. Canada Ann. Mtg. Prog., Abs., p. 745 (1975).
103. Dal Piaz G. V. Le "granatiti" (rodingiti l. s.) nelle serpentine delle Alpi occidentali italiane. Memorie della Soc. Geol. Italy, 6, 267—313 (1967).
104. Dal Piaz G. V. Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto tettonico tra serpentine e rocce incassanti nelle Alpi occidentali italiane. Soc. Italiana di Miner. Petr. 25, 263—315 (1969).
105. Dal Piaz G. V. Le metamorphismes de haute pression et basse temperature dans l'evolution structurale du bassin ophiolitique alpine-appenninique (2^e partie). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 54, 399—424 (1974).
106. Dal Piaz G. V., Hunziker J. G., Martinotti G. La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica della Alpi nordoccidentali interne. Mem. Soc. Geol. Italy 11, 433—460 (1972).
107. Dana E. S. A Textbook of Mineralogy, 4th ed. (revised by W. E. Ford). New York—London, Wiley 1946.
108. Davies H. L. Papuan ultramafic belt. 23rd Intern. Geol. Congr. Sect. 1, 209—220 (1968).
109. Davies H. L. Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust. Australian Bur. Min. Resur. Bull. 128, 1971, 48 p.

110. *Davies H. L., Smith I. E.* Geology of eastern Papua. *Geol. Soc. Am. Bull.* **82**, 3299—3312 (1971).
111. *Davis G. A., Holdaway M. J., Lipman P. W., Romey W. D.* Structure, metamorphism, and plutonism in the south-central Klamath Mountains, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* **76**, 933—966 (1965).
112. *Decandia F. A., Elter P.* Riflessioni sul problema della ofioliti nell'Appennino settentrionale (nota preliminarl). *Atti Soc. Toscana Sc. Natur.* (Pisa), Serie A. **76**, 1—9 (1969).
113. *Deffeyes K. S.* The axial valley: a steady state feature of the terrain. In: *Megatectonics of Continents and Oceans. Johnson H., Smith B. L.* (eds). New Brunswick: Rutgers Univ. 1970, pp. 194—222.
114. *Den Tex E.* Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: A contribution to the discussion of the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks", by P. J. Wyllie. *Tectonophysics* **7**, 457—488 (1969).
115. *Dewey J. F.* Continental margins and ophiolite obduction: Appalachian Caledonian system. In: *The Geology of Continental Margins. Burk C. A., Drake C. L.* (eds.) New York: Springer 1974, pp. 933—950.
116. *Dewey J. F., Bird J. M.* Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.* **75**, 2625—2647 (1970).
117. *Dewey J. F., Bird J. M.* Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. *J. Geophys. Res.* **76**, 3179—3206 (1971).
118. *Dickey J. S., Jr.* Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serrania de Ronda and other examples. *Mineral Soc. Am. Spec. Pub.* **3**, 33—49 (1970).
119. *Dickey J. S., Jr.* A hydrothesis of origin for podiform chromite deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta* **39**, 1061—1074 (1975).
120. *Dickey J. S., Jr., Yoder H. S., Jr.* Partitioning of chromium and aluminium between clinopyroxene and spinel. *Carnegie Inst. Wash. Year Book* **71**, 384—392 (1972).
121. *Dickinson W. R.* Plate tectonic models of geosynclines. *Earth Planetary Sci. Lett.* **10**, 165—174 (1971a).
122. *Dickinson W. R.* Plate tectonic models for orogeny at continental margins. *Nature* (London), **232**, 41—42 (1971b).
123. *Dietrich V., Vuagnat M., Bertrand J.* Alpine metamorphism of mafic rocks. *Schweiz. Min. Pet. Mitt.* **54**, 291—332 (1974).
124. *Dietz R. S.* Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. *Geol. Soc. Am. Bull.* **74**, 947—952 (1963).
125. *Dow D. B., Davies H. L.* Geology of the Bowutu Mountains, New Guinea: Australia Bur. Mineral Resources, *Geol Geophys Rept.* **75**, 1964, 31 P.
126. *Dubertret L.* Geologie des roches vertes du Nord-Quest de la Syrie et due Hatay. Notes et mem. *Moyen-Orient* **6**, 1—179 (1955).
127. *Duke N. A., Hutchinson R. W.* Geological relationships between massive sulfide bodies and ophiolitic volcanic rocks near York Harbour, Newfoundland. *Can. J. Earth Sci.* **11**, 53—69 (1974).
128. *Dungan M. A., Vance J. A.* Metamorphism of ultramafic rocks from the upper Stillaguamish area, northern Cascades, Washington. *Geol. Soc. Am. Ann. Mtg. Abs.* **4**, (7), 493—(1972).
129. *Elderfield H., Gass I. G., Hammond A., Bear L. M.* The origin of ferromanganese sediments associated with the Troodos Massif of Cyprus. *Sedimentology* **19**, 1—19 (1972).
130. *Elter P., Trevisan L.* Olistostromes in the Tectonic Evolution of the Northern Appennines. In: *Gravity and Tectonics. DeJong K. A., Scholten R.* (eds.). New York: Wiley 1973, pp. 175—188.
131. *Engin T., Hirst D. M.* The alpine chrome ores of the Andizlik-Zimp-Aralik area, Fethiyeye. *Trans. Instn. Mining Metallurgy (Sec. B: Appl. Earth Sci.)* **79**, B 16—B 29 (1970).

132. England R. N., Davies H. L. Mineralogy of ultramafic cumulates and tectonites from eastern Papua. *Earth Planet. Sci. Lett.* **17**, 416—425 (1973).
133. Ernst W. G. Tectonic contact between the Franciscan melange and the Great Valley sequence—crustal expression of a late Mesozoic Benioff Zone. *J. Geophys. Res.* **75**, 886—901 (1970).
134. Ernst W. G. Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Geol. Soc. Bull.* **84**, 2053—2078 (1973).
135. Ernst W. G. Metamorphism and ancient continental margins. In: *The Geology of Continental Margins*. Burk C. A., Drake C. L. (eds.). New York: Springer 1974, pp. 907—919.
136. Evans B. W., Trommsdorff V. Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: Parageneses in the system CaO—MgO—SiO₂—H₂O. *Schweiz. Mineralog. Petrog. Mitt.* **50**, 481—492 (1970).
137. Ewart A., Bryan W. B. Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands. *Geol. Soc. Am. Bull.* **80**, 3281—3298 (1972).
138. Ewart A., Bryan W. B. The petrology and geochemistry of the Tongan Islands. In: *The Western Pacific Island Arcs. Marginal Seas, Geochemistry*. P. J. Coleman (ed.). Perth, Australia, U. West. Australia 1973, pp. 503—522.
139. Faure G., Powell J. L. *Strontium Isotope Geology*. New York: Springer 1972.
140. Faust G. T., Fahey J. J. The serpentine-group minerals. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 384—A, 1—91 (1962).
141. Flint D. E., deAlbear J. F., Guild P. W. Geology and chromite deposits of the Camaguey district, Camaguey Province, Cuba. U. S. Geol. Surv. Bull. 954—B, 39—63 (1948).
142. Fougué F., Michel-Levy A. *Minéralogie micrographique*. Mem. Carte Geol. France 153 (1879).
143. Gale G. H. Paleozoic basaltic komatiite and ocean-floor type basalts from northeastern Newfoundland. *Earth Planet. Sci. Lett.* **18**, 22—28 (1873).
144. Gansser A. Auseralpine Ophiolit probleme. *Eclogae Geol. Helv.* **52**, 659—680 (1959).
145. Gansser A. The Insubric line, a major geotectonic problem. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.* **48**, 123—143 (1968).
146. Gansser A. The ophiolitic melange, a world-wide problem on Tethyan examples. *Eclogae Geol. Helv.* **67**, 479—507 (1974).
147. Gass I. G. The geology and mineral resources of the Dhali area. *Cyprus Geol. Surv. Dept. Mem.* **4**, 1960, 116 p.
148. Gass I. G. Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? *Nature (London)*, **220**, 39—42 (1963).
149. Gass I. G. The ultrabasic volcanic assemblages of the Troodos Massif, Cyprus. In: *Ultramafic and Related Rocks*. Wyllie P. J. (ed.). New York: John Wiley 1967, pp. 121—134.
150. Gass I. G., Masson-Smith D. The geology and gravity anomalies of the Troodos Massif, Cyprus. *Roy. Soc. London Philos. Trans., Ser. A* **255**, 417—467 (1963).
151. Gass I. G., Neary C. R., Plant J., Robertson A. H. F., Simonian K. O., Smewing J. D., Spooner E. T. C., Wilson R. A. M. Comments on "The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc", by A. Miyashiro and subsequent correspondence by A. Hynes and A. Miyashiro, *Earth. Planet. Sci.* **25**, 236—238 (1975).
152. Gass I. G., Smewing J. D. Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: evidence from the Troodos massif, Cyprus. *Nature (London)*, **242**, 26—29 (1973).
153. Glassley W. Geochemistry and tectonics of the Crescent Volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.* **85**, 785—794 (1974).

154. *Glennie K. W., Boeuf M. G. A., Hughes-Clarke M. W., Moody-Stuart M., Pilaar W. F. H., Reinhardt B. M.* Late Cretaceous nappes in the Oman Mountains and their geologic evolution. *Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull.* **57**, 5—27 (1973).
155. *Glennie K. W., Boeuf M. G. A., Hughes-Clarke M. W., Moody-Stuart M., Pilaar W. F. H., Reinhardt B. M.* Geology of the Oman Mountains, Part One (Text), Part Two (Tables and Illustrations), Part Three (Enclosures) *Kon. Nederlands Geol. Mijb. Gen. Ver. Verh.* **31**, 1974, 423 p.
156. *Glikson A. Y.* Primitive Archaean element distribution patterns: Chemical evidence and geotectonic significance. *Earth Planet. Sci. Lett.* **12**, 305—320 (1971).
157. *Glikson A. Y.* Petrology and geochemistry of metamorphosed Archaean ophiolites, Kalgoorlie-Coolgardie, Western Australia. *Bur. Min. Res., Geol. Geophys., Canberra* **125**, 121—189 (1972).
158. *Goles G. C.* Trace elements in ultramafic rocks. In: *Ultramafic and Related Rocks. Wyllie P. J.* (ed.). New York: Wiley 1967, pp. 222—238.
159. *Graciansky P. de.* Existence d'une nappe ophiolitique à l'extrémité occidentale de la chaîne sud. analienne; relations entre les autres unités charriées et avec des terrains autochtones. *C. R. Acad. Sci.* **264**, 2876—2879 (1967).
160. *Graciansky P. de.* Le problème des "coloured Mélanges" a propos de formations chaotique associées aux ophiolites de Lycie Occidentale (Turquie). *Rev. Géogr. Phys. et de Geol. Dynam.* **15**, 555—566 (1973).
161. *Green D.* Evolution in meaning of certain geologic terms. *Geol. Mag.* **108** (2), 177—178 (1971).
162. *Green D. H.* Ultramafic breccias from the Musa Valley, Eastern Papua. *Geol. Mag.* **118**, 1—26 (1961).
163. *Green D. H.* High temperature peridotite intrusions. In: *Ultramafic and Related Rocks. Wyllie P. S.* (ed.). New York: Wiley 1967, pp. 212—221.
164. *Green D. H., Nicholis I. A., Viljoen M., Viljoen R.*, Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism. *Geology* **3** (1), 11—14 (1975).
165. *Green D. H., Ringwood A. E.* The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. *Earth Planetary Sci. Lett.* **3**, 151—160 (1967).
166. *Greenbaum D.* Magmatic processes at ocean ridges, evidence from the Troodos Massif, Cyprus. *Nature Phys. Sci.* **238**, 18—21 (1972).
167. *Greenwood J. E. G. W., Loney P. E.* Geology and mineral resources of the Trucial Oman Range. *Great Britain Inst. Geol. Sci. Overseas Div.* 1968, 108 p.
168. *Grow J. A.* Crustal and upper mantle structure of the central Aleutian arc. *Geol. Soc. Am. Bull.* **84**, 2169—2192 (1973).
169. *Guillon J.-H.* Les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie-type d'appareil ultrabasique stratiforme de chaîne récents. *Mémoires Orstom* **76**, 1975, 120 p.
170. *Guillon J.-H., Lawrence J. L.* The opaque minerals of the ultramafic rocks of New Caledonia. *Mineral Deposits* **8**, 115—126 (1973).
171. *Guillon J.-H., Routheir P.* Les stades d'évolution et de mise en place des massifs ultramafiques de Nouvelle-Calédonie. *Bull. du B.R.G.M., Series deuxième* **4**, 5—37 (1971).
172. *Haeri Y.* Geology of Iran's chromite deposits. In: *Symp. Chrome Ore, Ankara. Ankara, Turkey: CENTO* 1961, pp. 21—26.
173. *Hamilton W., Mountjoy W.* Alkali content of alpine ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* **29**, 661—671 (1965).
174. *Harris P. G., Reay A., White I. G.* Chemical composition of the upper mantle. *J. Geophys. Res.* **72**, 6359—6369 (1967).

175. *Haskin L. A., Frey F. A., Schmitt R. A., Smith R. H.* Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distributions. *Phys. Chem. Earth* **7**, 167—321 (1966).
176. *Heaton T. H. E., Sheppard S. M. F.* Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origins of the fluids during the metamorphism of oceanic crust (Troodos complex, Cyprus). *NATO Advan. Study Inst.* 1—4 (1974).
177. *Heirtzler J. R., Le Pichon X.* Crustal structure of the mid-ocean ridges, 3, magnetic anomalies over the mid-Atlantic ridge. *J. Geophys. Res.* **70**, 4013—4033 (1965).
178. *Helwig J., Hall G. A.* Steady state trenches? *Geology* **2**, 309—316 (1974).
179. *Henckmann W.* Die Chromerze des Nahen Ostens. *Z. Prakt. Geol.* **50**, 1—11, 18—24 (1942).
180. *Hess H. H.* A primary peridotite magma. *Am. J. Sci.* **35**, 321—344 (1938).
181. *Hess H. H.* Serpentes, Orogeny, and Epeirogeny. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* **62**, 391—407 (1955a).
182. *Hess H. H.* The oceanic crust. *J. Marine Res.* **14**, 423—439 (1955b).
183. *Hess H. H.* Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea floor. In: *Proc. 17th Symp. Colston Res. Society. Univ. Bristol, London: Butterworths* 1965, 317—333.
184. *Hiessleitner G.* Serpentin und Chromerz-Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. *Aust. J. geol. Bundesanst. Spec. Iss.* **1**, part 1, 3—255, part 2, 259—683 (1951—1952).
185. *Himmelberg G. R., Coleman R. G.* Chemistry of primary minerals and rocks from the Red Mountain—Del Puerto ultramafic mass, California. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* **600—C**, C 18—C 26 (1968).
186. *Holmes S. W., Stam J. C., Baley R.* Target-ophiolites in the Italian Apennines. *Northern Miner* **60**, 51, 62—63, March 6, 1975.
187. *Hopson C. A., Frano S. J., Pessagno E. A., Jr., Mattinson J. M.* Preliminary report and geologic guide to the Jurassic ophiolite near Point Sal, Southern California coast. *Prep. for 71st Ann. Meet. Cordilleran Section. GSA, Field Trip No. 5*, 36 p. (1975).
188. *Hoiz P. E.* Nickeliferous laterites in southwestern Oregon and northwestern California. *Econ. Geol.* **59**, 355—396 (1964).
189. *Hsü K. J.* Franciscan mélanges as a model for eugeosynclinal sedimentation and underthrusting tectonics. *J. Geophys. Res.* **76**, 1162—1170 (1971).
190. *Hudson R. G. S.* The Permian and Trias of the Oman Peninsula, Arabia. *Geol. Mag.* **97**, 299—308 (1960).
191. *Hudson R. G. S., Chatton M.* The Musandam limestone (Jurassic to Lower Cretaceous) of Oman, Arabia. *Paris, Mus. Nat. d'Histoire Naturelle Notes et Memoires Moyen-Orient* **7**, 69—93 (1959).
192. *Hudson R. G. S., McGugan A., Morton D. M.* The structure of the Jebel Hagab area. *Trucial Oman. Geol. Soc. London Quart. J.* **110**, 121—152 (1954).
193. *Hughes C. J.* Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geol. Mag.* **109**, 513—527 (1973).
194. *Hurley P. M.* Rb⁸⁷—Sr⁸⁷ relationships in the differentiation of the mantle. In: *Ultramafic and Related Rocks. Wyllie P. J. (ed.), New York: Wiley* 1967.
195. *Huston C. C.* Canadian expertise sparks discovery of three copper ore bodies in Oman. *Northern Miner* **61**, 27, p. 61, Sept. 18, 1975.
196. *Hutchison C. S.* Alpine-type chromite in North Borneo with special reference to Darvel Bay. *Am. Mineral.* **57**, 835—856 (1972).
197. *Hutchison C. S.* Ophiolite in southeast Asia. *Geol. Soc. Am. Bull.* **86**, 797—806 (1975).
198. *Hutchison C. S., Dhonau T. J.* Deformation of an alpine ultramafic association in Darvel Bay, East Sabah, Malaysia. *Geologie en Mijnbouw*, **48**, 481—494 (1969).

199. *Hynes A.* Comment on "The Troodos Ophiolitic complex was probably formed in an island arc", by Miyashiro. *Earth Planet. Sci. Lett.* **25**, 213—216 (1975).
200. *Hynes A. J., Nisbet E. G., Smith A. G., Welland M. M. P., Rex D. C.* Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othris region (eastern central Greece). *Z. Deutsch. Geol. Ges.* **123**, 455—468 (1972).
201. *Iishi K., Saito M.* Synthesis of antigorite. *Am. Mineralogist*, **58**, 915—919 (1973).
202. *Ingerson E.* Layered peridotitic laccoliths in the Trout River Area, Newfoundland. *Am. J. Sci.* **29**, 422—440 (1935).
203. *Ingerson E.* Layered peridotitic laccoliths in the Trout River Area, Newfoundland: A Reply. *Am. J. Sci.* **33**, 389—392 (1937).
204. *Irvine T. N.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications. *Can. J. Earth Sci.* **4**, 71—103 (1967).
205. *Irvine T. N., Findlay T. C.* Alpine-type peridotite with particular reference to the Bay of Islands complex. *Pub. Earth Physics Branch Dept. Energy, Mines Res. Can.* **42**, 97—128 (1972).
206. *Irwin W. P.* Late Mesozoic orogenies in the ultramafic belts of northwestern California and southwestern Oregon. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* **501—C**, C 1—C 9 (1964).
207. *Irwin W. P.* Sequential minimum ages of oceanic crust in accreted tectonic plates of northern California and southern Oregon (abstr.) *Geol. Soc. Am.* **5**, (1973).
208. *Isacks B., Oliver J., Sykes L. R.* Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.* **73**, 5855—5899 (1968).
209. *Iwao S.* Albitite and associated jadeite rock from Kotaki, district, Japan; A study in ceramic raw material. *Jap. Geol. Surv. Rep.* **153**, 1—25 (1953).
210. *Jackson E. D.* Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex, Montana. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* **358**, 1—106 (1961).
211. *Jackson E. D.* Stratigraphic and lateral variation of chromite composition in the Stillwater Complex. *Miner. Soc. Am. Spec. Paper* **1**, 46—54 (1963).
212. *Jackson E. D.* The origin of ultramafic rocks by cumulus processes. *Fortschr. Miner.* **48**, 128—174 (1971).
213. *Jackson E. D., Green H. W. II., Moores E. M.* The Vourinos ophiolite, Greece: cyclic units of lineated cumulates overlying harzburgite tectonite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 390—398 (1975).
214. *Jackson E. D., Thayer T. P.* Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes. *24th Intern. Geol. Congr. Sect 2*, 289—296 (1972).
215. *Jahns R. H.* Serpentinities of the Roxbury district, Vermont. In: *Ultramafic and Related Rocks*. *Wyllie P. J.* (ed.), New York: Wiley 1967, pp. 137—160.
216. *Jakes P., Gill J.* Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Lett.* **9**, 17—28 (1970).
217. *Johnson A. E.* Origin of Cyprus pyrite deposits. *24th Intern. Geol. Congr. Sec. 4*, 291—298 (1972).
218. *Jolly W. T., Smith R. E.* Degradation and metamorphic differentiation of the Keweenaw tholeiitic lavas of northern Michigan, U.S.A. *J. Petrol.* **13**, 273—309 (1972).
219. *Juteau T.* Pétrogenèse des ophiolites des nappes e'Antalya (Taurus lycien oriental Turquie). *Science Terre* **15**, 265—268 (1970).
220. *Kaaden G. van der.* Chromite-bearing ultramafic and related gabbroic rocks and their relationship to "ophiolitic" extrusive rocks and diabases in Turkey. *The Geol. South Africa, Symposium on the Bushveld Igneous Complex, and other layered intrusions, Special Publication* **1**, 511—531 (1970).

221. *Karig D. E.* Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *J. Geophys. Res.* **76**, 2542—2561 (1971).
222. *Karig D. E.* Remnant arcs. *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**, 1057—1068 (1972).
223. *Kay M.* North American geosynclines. *Geol. Soc. Am. Mem.* **48**, 1—143 (1951).
224. *Kay R. W., Senechal R. G.* The rare earth chemistry of the Troodos ophiolite complex. *J. Geophys. Res.* **81**, 964—970 (1976).
225. *Kemp J. F.* The Mayari iron-ore deposits, Cuba. *Am. Inst. Mining Eng. Trans.* **51**, 3—30 (1916).
226. *Khain V. E., Muratov M. V.* Crustal movements and tectonic structure of Continents. In: *The earth's Crust and Upper Mantle. Harte P. J. (ed.). Am. Geophys. Mono.* **13**, 523—538 (1969).
227. *Kidd R. G. W., Cann J. R.* Chilling statistics indicate an ocean-floor spreading origin for the Troodos Complex, Cyprus. *Earth Planet. Sci. Lett.* **24**, 151—155 (1974).
228. *Книппер А. Л.* Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). *Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы*, **70**, отд. геол., т. 40, вып. 2, 46—58, 1965.
229. *Kornprobst J.* Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif. Interne, Maroc). *Contr. Mineral. Petrol.* **23**, 283—322 (1969).
230. *Kornprobst J.* Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone entere du Rif. Ph. D. Thesis Paris 1—376 (1971).
231. *Lamarche R. V.* Ophiolites of southern Quebec. *Pub. Earth Physics Branch Dept. Energy, Mines, Resources. Canada* **42**, 65—69 (1972).
232. *Lanphere M. A.* Strontium isotopic relations in the Canyon Mountain, Oregon and Red Mountain, California ophiolites. *Trans. Am. Geophys. Union* **54** (11), 1220 (1973).
233. *Lanphere M. A., Coleman R. G., Karamata S., Pamic J.* Age of amphibolites associated with alpine peridotites in the Dinaride ophiolite zone, Yugoslavia. *Earth Planet. Sci. Lett.* **26**, 271—276 (1975).
234. *Lapierre H., Parrot J.-F.* Identite geologique des regions de Paphos (Chypre) et de Baer-Bassit (Syrie) *C. R. Acad. Sci. Paris* **274**, 1999—2002 (1972).
235. *Laurent R.* Occurrences and origin of the ophiolites of southern Quebec, Northern Appalachians. *Can. J. Earth Sci.* **12**, 443—455 (1975).
236. *Lee W. H. K., Uyeda S.* Review of heat flow data. In: *Lee W. H. K. (ed.). Terrestrial Heat Flow, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monograph Series* **8**, 87—190 (1965).
237. *Lemoine M.* Eugeosynclinal domains of the Alps and the problem of past oceanic areas. 24th Intern. Geol. Congr. Montreal, Sec. 3, 476—485 (1972).
238. *Lockwood J. P.* Sedimentary and gravity-slide emplacement of serpentinite. *Geol. Soc. Am. Bull.* **82**, 919—936 (1971).
239. *Lockwood J. P.* Possible mechanisms for the emplacement of alpine-type serpentinite. *Geol. Soc. Am. Mem.* **132**, 273—287 (1972).
240. *Loney R. A., Himmelberg G. R., Coleman R. G.* Structure and Petrology of the alpine-type peridotite at Burro Mountain, California, U.S.A. *J. Petrol.* **12**, 245—309 (1971).
241. *Loomis T. P.* Contact metamorphism of pelitic rock by the Ronda ultramafic intrusion, southern Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**, 2449—2474 (1972a).
242. *Loomis T. P.* Diapiric emplacement of the Ronda high-temperature ultramafic intrusion, southern Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**, 2475—2496 (1972b).
243. *Loomis T. P.* Tertiary mantle diapirism, orogeny, and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar. *Am. J. Sci.* **275**, 1—30 (1975).
244. *Lyttle N. A., Clarke D. B.* New analyses of Eocene basalt from the Olympic Peninsula, Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.* **86**, 421—427 (1975).

245. MacDonal'd G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.* 5, 82—133 (1964).
246. MacGregor I. D. A study of the contact metamorphic aureole surrounding the Mount Albert ultramafic intrusion. Ph. D. Thesis, Princeton Univ., 1964, 195 p.
247. MacKenzie D. B. High temperature alpine-type peridotite from Venezuela. *Geol. Soc. Am. Bull.* 71, 303—318 (1960).
248. Magaritz M., Taylor H. P., Jr. Oxygen and hydrogen isotope studies of serpentinization in the Troodos ophiolite complex, Cyprus. *Earth Planet Sci. Lett.* 23, 8—14 (1974).
249. Magaritz M., Taylor H. P., Jr. Oxygen, hydrogen and carbon isotope studies of the Franciscan Formation. Coast Ranges, Calif. *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 215—234 (1976).
250. Malpas J., Stevens R. K., Strong D. F. Amphibolite associated with Newfoundland ophiolite its classification and tectonic significance, *Geology* 1, 45—47 (1973).
251. Manson V. Geochemistry of basaltic rocks: Major elements. In: Hess H., Poldervaart A. (eds.). *Basalts—The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*. New York—London—Sydney: Interscience, Vol. I, pp. 2—270.
252. Mantis M. Upper Cretaceous—Tertiary foraminiferal zones in Cyprus. *Cyprus Res. Center* 111, 227—241 (1970).
253. Matthews D. H., Lort J., Vertue T., Poster C. K., Gass I. G. Seismic velocities at the Cyprus outcrop. *Nature Phys. Sci.* 231, 200—201 (1971).
254. Mattinson J. M. Early Paleozoic ophiolite complexes of Newfoundland. Isotopic ages of zircons. *Geology* 3, 181—183 (1975).
255. Maxwell J. C. The Mediterranean, ophiolites and continental drift. In: *Megatectonics of continents and oceans*. Johnson H., Smith B. L. (eds.). New Brunswick, New Jersey: Rutgers Univ. 1970, pp. 167—193.
256. Максвелл Дж. К. Офиолиты: древняя океаническая кора или глубинный диапир? Межд. симп. «Офиолиты в земной коре», тезисы докладов, М., Наука, 1973.
257. Maxwell J. C. Early western margin of the United States. In: *The geology of Continental Margins*. Burk C. A., Drake C. L. (eds.). New York: Springer 1974a, pp. 831—852.
258. Maxwell J. C. Anatomy of an orogen. *Geol. Soc. Am. Bull.* 85, 1195—1204 (1974b).
259. McDougall I. Geochemistry and origin of the Columbia River Basalts of Oregon and Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.* 87, 777—792 (1976).
260. McMurtry G. M., Burnett W. C. Hydrothermal metallogenesis in the Bauer Deep of the southeastern Pacific. *Nature (London)* 254, 42—43 (1975).
261. Medaris L. G., Jr. High pressure peridotites in southwestern Oregon. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 41—58 (1972).
262. Melson W. G., van Andel T. H. Metamorphism in the mid-Atlantic Ridge, 22°N latitude. *Marine Geol.* 4, 165—186 (1966).
263. Menzies M., Allen C. Plagioclase lherzolite-relationships within two eastern Mediterranean ophiolites. *Contr. Mineral. Petrol.* 45, 197—213 (1974).
264. Mercier J., Vergely P. Les Mélanges ophiolithiques de Macédoine (Grèce): décrochements d'âge anté-crétacé supérieur). *Deut. Geol. Gesell. Zeitschr.*, 123, 469—489 (1972).
265. Merritt P. C. California asbestos goes to market: *Mining Eng.* 14, 57—60 (1962).
266. Mesorian H., Juteau T., Lapierre H., Nicolas A., Parrot J.-F., Ricou L.-E., Rocci G., Rollet M. Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogéens. *Bull. Soc. Géol. France* 15, 478—493 (1973).

267. *Milovanovic B., Karamata S.* Über den diapirismus serpentinscher massen. 21st. Intern. Geol. Congr. Copenhagen 18, 409—417 (1960).
268. *Milsom J.* Papuan ultramafic belt: gravity anomalies and the emplacement of ophiolites. Geol. Soc. Am. Bull. **84**, 2243—2258 (1973a).
269. *Milsom J. S.* Gravity field of the Papuan Peninsula. Geologie en Mijnbouw **52**, 13—20 (1973b).
270. *Miyashiro A.* Evolution of metamorphic belts. J. Petrol. **2**, 277—311 (1961).
271. *Miyashiro A.* Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean floor metamorphism. Tectonophysics **13**, 141—159 (1972).
272. *Miyashiro A.* The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. Earth Planet. Sci. Lett. **19**, 218—224 (1973a).
273. *Miyashiro A.* Metamorphism and metamorphic belts. London: Allen and Unwin 1973b, pp. 1—479.
274. *Miyashiro A.* Classification, characteristics, and origin of ophiolites. J. Geol. **83**, 249—281 (1975a).
275. *Miyashiro A.* Origin of the Troodos and other ophiolites: a reply to Hynes. Earth Planet. Sci. Lett. **25**, 217—222 (1975b).
276. *Miyashiro A.* Origin of the Troodos and other ophiolites: a reply to Moores. Earth Planet. Sci. Lett. **25**, 227—235 (1975c).
277. *Miyashiro A., Shido F., Ewing M.* Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° North Latitude. Contr. Mineral. Petrol. **23**, 38—52 (1969).
278. *Miyashiro A., Shido F., Ewing M.* Petrologic models for the Mid-Atlantic Ridge. Deep-Sea Res. **17**, 109—123 (1970).
279. *Miyashiro A., Shido F., Ewing M.* Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30°N. Roy. Soc. London Philos. Trans. A268, 589—603 (1971).
280. *Montigny R., Bougault H., Bottinga Y., Allegre C. J.* Trace element geochemistry and genesis of the Pindos ophiolite suite. Geochim. Cosmochim. Acta **37**, 2135—2147 (1973).
281. *Montigny R., Javoy M., Allegre C. J.* Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ and O¹⁸/O¹⁶ ratios in the Pindos ophiolitic complex, Greece (abs.). Geol. Soc. Am. **2**, 627—628 (1970).
282. *Moore J. G.* Mechanism of formation of pillow lava. Am. Sci. **63**, 269—277 (1975).
283. *Moore E. M.* Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex, northern Greece. Geol. Soc. Am. Spec. Paper **118**, 1—74 (1969).
284. *Moore E. M.* Discussion of "Origin of Troodos and other ophiolites: A reply to Hynes" by Akiho Miyashiro. Earth Planet. Sci. Lett. **25**, 223—226 (1975).
285. *Moore E. M., Jackson E. D.* Ophiolites and oceanic crust. Nature (London) **250**, 136—138 (1974).
286. *Moore E. M., Vine F. J.* Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. Roy. Soc. London Philos. Trans. A **268**, 443—466 (1971).
287. *Morton D. C.* The geology of Oman. 5th World Petrology Cong. Proc., New York Sect. 1, 277—294 (1959).
288. *Mumpton F. A., Thompson C. S.* Mineralogy and origin of the Coalinga asbestos deposit. Clays and Clay Miner. **23**, 131—143 (1975).
289. *Naldrett A. J.* Archean ultramafic rocks. In: *Irving E.* (ed.). The Ancient oceanic Lithosphere. Dept. of Energy, Mines Res. Pub. Earth Physics, Br. **42**, 141—151 (1972).
290. *Naldrett A. J.* Nickel sulphide deposits — their classification and genesis, with special emphasis on deposits of volcanic association. Trans. Can. Inst. Min. Met. **76**, 183—201 (1973).

291. *Naldrett A. J., Mason G. D.* Contrasting Archean ultramafic igneous bodies in Dundonald and Clerque Townships, Ontario, Canada. *J. Earth Sci.* **5**, 111—143 (1968).
292. *Nesbitt R. W.* Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Vilgarn Block, Western Australia: evidence for an Archean ultramafic liquid. *Spec. Publ. Geol. Soc. Australia* **3**, 331 (1971).
293. *Nickel E. H.* The occurrence of native nickel-iron in the serpentine rock of the eastern townships of Quebec Province. *Can. Mineral.* **6**, 307 (1959).
294. *Nicolas A., Bouchez J. L., Boudier F.* Interpretation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo. *Tectonophysics* **14**, 143—171 (1972).
295. *Nicolas A., Bouchez J. L., Boudier F., Mercier J. C.* Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. *Tectonophysics* **12**, 55—86 (1971).
296. *Nicolas A., Jackson E. D.* Repartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la méditerranée: implications géotectoniques. *Bull. Suis. Min. Petr.* **52**, 479—495 (1972).
297. *Nishimura M., Yagi K., Yamamoto M.* Nickel content of olivines. *Proc. Japan. Acad.* **44**, 686—691 (1968).
298. *Nochi M., Komatsu M.* Ultrabasic rocks in the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, Japan II. *Earth Science* **21**, 11—26 (1967) (in Japanese with English abstract).
299. *O'Connor J. T.* A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* **525B**, B 79—B 84 (1965).
300. *O'Hara M. J.* Are ocean floor basalts primary magma? *Nature (London)* **220**, 683—686 (1968).
301. *Oliver J. L., Sykes L., Isacks B.* Seismology and the new global tectonics. *Tectonophysics* **7**, 527—541 (1969).
302. *Oxburgh E. R.* Flake tectonics and continental collision. *Nature (London)* **239**, 202—204 (1972).
303. *Oxburgh E. R.* The plain man's guide to plate tectonics. *Proc. Geol. Assoc.* **85**, 299—357 (1974).
304. *Oxburgh E. R., Turcotte D. L.* Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the eastern Alps. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.* **54**, 641—716 (1974).
305. *Page N. J.* Serpentinization at Burro Mountain, California. *Contr. Mineral. Petrol.* **14**, 321—342 (1967).
306. *Pamic J., Scavnicar S., Medjimorec S.* Mineral assemblages of amphibolites associated with alpine-type ultramafics in the Dinaride ophiolite zone (Yugoslavia). *J. Petrol.* **14**, 133—157 (1973).
307. *Parrot J.-F.* Petrologie de la coupe du Djebel Moussa, massif basique—ultrabasique du Kizil Dag (Hatay, Turquie). *Science de la Terre, Nancy* **18**, 143—172 (1973).
308. *Passerini P., Sguazzoni G.* Ricerche sulle ofioliti delle catene Alpine. 2—Giacitura delle ofioliti nella zona a sud-ovest di Konya (Anatolia meridionale). *Boll. Soc. Geol. Ital.* **85** (2), 509—523 (1966).
309. *Pearce J. A.* Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics* **25**, 41—67 (1975).
310. *Pearce J. A., Cann J. R.* Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planet Sci. Lett.* **12**, 339—349 (1971).
311. *Pearce J. A., Cann J. R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet Sci. Lett.* **19**, 290—300 (1973).
312. *Пейве А. В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, № 5, 23—46, 1945.
313. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого. *Межд. симп. «Офиолиты в земной коре», тезисы докладов, М., Наука, 1973.*

314. *Peselnick L., Nicolas S., Stevenson P. R.* Velocity anisotropy in a mantle peridotite from the Ivrea Zone: application to upper mantle anisotropy, *J. Geophys. Res.* **79**, 1175—1182 (1974).
315. *Peterman Z. E., Coleman R. G., Hildreth R. A.* Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ in mafic rocks of the Troodos Massif, Cyprus. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* **750-D**, D 157—D 161 (1971).
316. *Peterson J. J., Fox P. J., Schreiber E.* Newfoundland ophiolites and the geology of the oceanic layer. *Nature (London)*, **247**, 194—196 (1974).
317. *Plafker G.* Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: implications for arc tectonics. *J. Geophys. Res.* **77**, 901—915 (1972).
318. *Poldervaart A.* Chemistry of the earth's crust. *Geol. Soc. Am. Special Paper* **62**, 119—145 (1955).
319. *Poster C. K.* Ultrasonic velocities in rocks from the Troodos Massif, Cyprus. *Nature Phys. Sci.* **243**, 2—3 (1973).
320. *Prinz M.* Geochemistry of basaltic rocks: Trace Elements. In: *Hess H., Poldervaart A.* (eds.). *Basalts — The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*. New York—London—Sydney: Interscience 1967, Vol. 1, pp. 271—324.
321. *Ragan D. M.* Emplacement of the Twin Sisters dunite, Washington. *Am. J. Sci.* **261**, 549—565 (1963).
322. *Raleigh C. B., Paterson M. S.* Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. *J. Geophys. Res.* **70**, 3965—3985 (1965).
323. *Ramp L.* Chromite in southwestern Oregon. *Oregon Dept. Geol. Mineral Ind. Bull.* **52**, 1—169 (1961).
324. *Reed J. J.* Chemical and model composition of dunite from Dun Mountain, Nelson. *New Zealand J. Geol. Geophys.* **2**, 916—919 (1959).
325. *Reim K. M., Munro R. G.* Coalinga — Newcomer to the asbestos industry. *Min. Enging.* **N. Y.**, **14**, 60—61 (1962).
326. *Reinhardt B. M.* On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains gesyncline. *Schweiz. Mineralog. Petrog. Mitt.* **49**, 1—30 (1969).
327. *Reverdatto V. V., Sobolev V. C., Sobolev N. V., Ushakova Ye. N., Khlestov V. V.* Distribution of regional metamorphism facies in U.S.S.R. *Intern. Geol. Rev.* **8**, 1335—1346 (1967).
328. *Reynolds C. D., Havryluk I., Saleh Bastaman, Soepomo Atmowidjojo.* The exploration of the nickel laterite deposits in Irian Barat, Indonesia. *Geol. Soc. Malaysia Bull.* **6**, 309—323 (1973).
329. *Ricou L. E.* Le croissant ophiolitique per-Arabe, une ceinture de nappes mises en place au Cratace Superieur. *Revue de Geographic Phys. Geol. Dyn.* **13**, 327—349 (1971).
330. *Riordon P. H.* Preliminary report on the Thetford Mines — Black Lake areas, Frontenac, Megantic and Wolfe counties. *Quebec Depart. Mines Preliminary Report* **295**, 1—23 (1954).
331. *Riordon P. H., Laliberte R.* Asbestos deposits of southern Quebec. 24th Intern. Congress Canada. *Guide Book Excursion B-08*, 1—21 (1972).
332. *Robertson A. H. F.* Cyprus umbers: basalt-sediment relationships on a Mesozoic ocean ridge. *J. Geol. Soc. London* **131**, 511—531 (1975).
333. *Robertson A. H. F., Hudson J. D.* Cyprus Umbers; chemical precipitates on a Tethyan Ocean ridge. *Earth Planet Sci. Lett.* **18**, 93—101 (1973).
334. *Rocci G.* Les ophiolites alpines de méditerranée orientale: uniformité du plutonisme, diversité du volcanisme. *Intern. Symp. Ophiolites USSR*, 1—14 (1973).
335. *Rod E.* Geology of Eastern Papua: discussion. *Geol. Soc. Am. Bull.* **85**, 653—658 (1974).
336. *Rodgers K. A.* Ultramafic and related rocks from southern New Caledonia. *Ph. D. Thesis*, Auckland, 1972.

337. *Rodgers K. A.* A comparison of the geology of the Papua and New Caledonian ultramafic belts. *J. Geol.* **83**, 47—60 (1975).
338. *Rodgers J., Neake E. R. W.* Possible "Taconic" Klippen in western Newfoundland. *Am. J. Sci.* **261**, 713—730 (1963).
339. *Roe G. D.* Rubidium-strontium analyses of ultramafic rocks and the origin of peridotites. 12th Ann. Rep. M.I.T., 159—190 (1964).
340. *Roeder D. H.* Subduction and orogeny. *J. Geophys. Res.* **78**, 5005—5024 (1973).
341. *Roever W. P. von. de.* Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? *Geol. Rundschau* **46**, 137—146 (1957).
342. *Rossman D. L., Fernandez N. S., Fontanos C. A., Zepeda Z. C.* Chromite deposits of Insular chromite Reservation Number One, Zambales, Philippines. *Philippine Bur. Mines Spec. Proj. Pub.* **19**, 1—12 (1959).
343. *Routhier P.* Les gisements de fer de la Nouvelle-Caledonie. 19th Intern. Geol. Cong. Symposium sur les gisements de fer du monde **11**, 567—587 (1952).
344. *Routhier P.* Les gisements métallifères; géologie et principes de recherche. Paris, Masson et Cie, 1963, Vol. 1, 867 p.
345. *Searle D. L.* Mode of occurrence of the cupriferous pyrite deposits of Cyprus. *Inst. Mining Metallurgy Trans.* **81**, B 189—B 197 (1972).
346. *Searle D. L., Vokes F. M.* Layered ultrabasic lavas from Cyprus. *Geol. Mag.* **106**, 515—530 (1969).
347. *Shiraki K.* Metamorphic basement rocks of Yap Islands, western Pacific: possible oceanic crust beneath an island arc. *Earth Planet Sci. Lett.* **13**, 167—174 (1971).
348. *Shor G. G., Jr., Raitt R. W.* Explosion seismic refraction studies of the crust and upper mantle in the Pacific and Indian Oceans. In: *The Earth's Crust and Upper Mantle*. A.G.U. Geophys. Monograph **13**, 225—230 (1969).
349. *Sigvaldason G. E.* Epidote and related minerals in two deep geothermal drill holes. Reykjavik and Hveragerdi, Iceland. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* **450-E**, E 77—E 84 (1962).
350. *Sillitoe R. H.* Formation of certain massive sulphide deposits at sites of sea-floor spreading. *Inst. Mining Metallurgy Trans.* **81**, 141 B—148 B (1972).
351. *Sillitoe R. H.* Environments of formation of volcanogenic massive sulfide deposits. *Econ. Geol.* **68**, 1321—1336 (1973).
352. *Smewing J. D., Simonian K. O., Gass I. G.* Metabasalts from the Troodos Massif, Cyprus: genetic implication deduced from petrography and trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.* **51**, 49—64 (1975).
353. *Smith A. B.* Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.* **82**, 2039—2070 (1971).
354. *Smith C. H.* Bay of Islands igneous complex, western Newfoundland. *Geol. Survey Can. Mem.* **290**, 1—132 (1958).
355. *Smith J. W., Green D. H.* Geology of the Musa River area, Papua. *Australia Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Rept.* **52**, 1961, 41 p.
356. *Smith P. J.* Ophiolites and oceanic lithosphere. *Nature (London)* **250**, 99—100 (1974).
357. *Smith P. J.* Disagreement over Troodos. *Nature (London)* **255**, 192—194 (1975).
358. *Smith R. E.* Redistribution of major elements in the alteration of some basic lavas during burial metamorphism. *J. Petrol.* **9**, 191—219 (1968).
359. *Snavely P. D., Jr., MacLeod N. S., Wagner H. C.* Tholeiitic and alkalic basalts of the Eocene Siletz River Volcanics, Oregon Coast Range. *Am. J. Sci.* **266**, 454—481 (1968).
360. *Spooner E. T. C.* Sub-sea-floor metamorphism, heat and mass transfer; an additional comment. *Contr. Mineral. Petrol.* **45**, 169—173 (1974).

361. Spooner E. T. C., Beckinsale R. D., Fyfe W. S., Smewing J. D. O¹⁸-enriched ophiolitic metabasic rocks from E. Liguria (Italy), Pindos (Greece), and Troodos (Cyprus). *Contr. Mineral. Petrol.* **47**, 41—62 (1974).
362. Spooner E. T. C., Fyfe W. S. Sub-sea-floor metamorphism, heat and mass transfer. *Contr. Mineral. Petrol.* **42**, 287—304 (1973).
363. St. John V. P. The gravity field and structure of Papua and New Guinea. *APEA J.* **10**, 41—55 (1970).
364. Staub R. Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophioliten. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* **2**, 78—199 (1922).
365. Steinmann G. Geologische Beobachtungen in den Alpen (II). Die Schardt-sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeab-sätze und der ophiolithischen Massengesteine. *Ber. Natf. Ges. Freiburg i. B.* **16**, 1—49 (1906).
366. Steinmann G. Die ophiolithischen Zonen in dem mediterranen Kettenge-birge. 14th Intern. Geol. Congr. Madrid **2**, 638—667 (1927).
367. Stevens R. K. Cambro-Ordovician flysch sedimentation and tectonics in west Newfoundland and their possible bearing on a proto-Atlantic ocean. *Geol. Assoc. Can. Spec. Paper* **7**, 165—177 (1970).
368. Stocklin J. Possible ancient continental margins in Iran, In: *The Geology of Continental Margins*, Burk C. A., Drake C. L. (eds.). New York—Hei-delberg—Berlin: Springer 1974, pp. 873—887.
369. Stonely R. On the origin of ophiolite Complexes in the southern Tethys region. *Tectonophysics* **25**, 303—322 (1975).
370. Streckeisen A. Classification and nomenclature of plutonic rocks. IUGS subcommission on systematic of igneous rocks. *Geotimes* **18** (10), 26—30 (1973).
371. Stueber A. M. Abundances of K, Rb, Sr and Sr isotopes in ultramafic rocks and minerals from western North Carolina. *Geochim. Cosmochim. Acta* **33**, 543—553 (1969).
372. Stueber A. M., Murthy V. R. Strontium isotope and alkali element abun-dances in ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* **30**, 1243—2159 (1966).
373. Suess E. Das Antlitz der Erde. Freytag, Leipzig **3** (2), 1—789 (1909).
374. Sugisaki R., Mizutani S., Adachi M., Hattori H., Tanaka T. Rifting in the Japanese Late Palaeozoic geosyncline. *Nature Physical Sci.* **233**, 30—31 (1971).
375. Sugasali R., Mizutani S., Hattori H., Adachi M., Tanaka T. Late Paleo-zoic geosynclinal basalt and tectonism in the Japanese Islands. *Tecto-nophysics* **14**, 35—56 (1972).
376. Sutton G. H., Maynard G. L., Hussong D. M. Widespread occurrence of a high-velocity basal layer in the Pacific crust found with repetitive sour-ces and sonobuoys. In: *The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust*. AGU Geophys. Mono. Ser. **14**, 193—209 (1971).
377. Suzuki T., Kashima N., Hada S., Umemura H. Geosyncline volcanism of the Mikabu green-rocks in the Okuki Area, Western Shikoku, Japan. *Japanese Assoc. Mineralogists, Petrologists and Econ. Geol. J.* **67**, 177—192 (1972).
378. Talwani M., Le Pichon X., Ewing M. Crustal structure of the midocean ridges 2. Computed model from gravity and seismic refraction data. *J. Geophys. Res.* **70**, 341—352 (1965).
379. Talwani M., Windisch C. C., Langseth M. G., Jr. Reykjanes ridge crest: A detailed geophysical study. *J. Geophys. Res.* **76**, 473—517 (1971).
380. Taylor H. P., Jr. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contr. Mineral. Petrol.* **19**, 1—71 (1968).
381. Taylor H. P., Jr. Oxygen isotope evidence for large-scale interaction be-tween meteoric ground waters and Tertiary granodiorite intrusions, wes-tern Cascade range, Oregon. *J. Geophys. Res.* **76**, 7855—7874 (1971).

382. Taylor H. P., Jr., Epstein S. O^{18}/O^{16} ratios in rocks and coexisting minerals of the Skaergaard intrusion. E. Greenland. J. Petrol. **4**, 51—74 (1963).
383. Thayer T. P. Chromite deposits of Grant Co., Oregon, A preliminary report. U. S. Geol. Surv. Bull. **922**—D, 75—113 (1940).
384. Thayer T. P. Chrome resources of Cuba. U. S. Geol. Surv. Bull. **935**—A, 1—74 (1942).
385. Thayer T. P. Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complexes. Intern. Geol. Congr. 21st Sess. Copenhagen **13**, 247—259 (1960).
386. Thayer T. P. Flow-layering in alpine peridotite-gabbro complexes. Miner. Soc. Am. Spec. Paper **1**, 55—61 (1963).
387. Thayer T. P. Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey. Econ. Geol. **59**, 1497—1524 (1964).
388. Thayer T. P. Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes. In: Ultramafic and Related Rocks. Wyllie P. J. (ed.). New York: Wiley 1967, pp. 222—238.
389. Thayer T. P. Gravity differentiation and magmatic re-emplacment of podiform chromite deposits. In: Wilson H. D. B. (ed.). Magmatic Ore Deposits, Econ. Geol. Mon. **4**, 132—146 (1969a).
390. Thayer T. P. Peridotite-gabbro complexes as keys to petrology of mid-oceanic ridges. Geol. Soc. Am. Bull. **80**, 1515—1522 (1969b).
391. Thayer T. P. Chromite segregations as petrogenetic indicators. Geol. Soc. South Africa, Symposium on the Bushveld Igneous Complex and other Layered Intrusions, Spec. Pub. **1**, 380—390 (1970).
392. Thayer T. P. Gabbro and epidiorite versus granulite and amphibolite: a problem of the ophiolite assemblage. VI Caribbean Conf. Proc., Margarita, Venezuela, p. 315—320 (1972).
393. Thayer T. P. Some implications of sheeted dike swarms in alpine peridotite-gabbro complexes. Межд. симп. «Офиолиты в земной коре», тезисы докладов, М., Наука, 1973.
394. Thayer T. P., Brown C. E. Is the Tinaguillo, Venezuela, "Pseudogabbro" metamorphic or magmatic? Geol. Soc. Am. Bull. **72**, 1565—1570 (1961).
395. Thayer T. P., Himmelberg G. R. Rock succession in the alpinetype mafic complex at Canyon Mountain, Oregon. 23rd Intern. Geol. Cong., **1**, 175—186 (1968).
396. Thompson G. A. Aeromagnetic and Bouguer gravity map of Twin Sisters dunite, Northwestern Washington. U. S. Geol. Surv. Geophys. Inves. Map GP-901, 1973.
397. Thompson G. A., Robinson R. Gravity and magnetic investigation of the Twin Sisters Dunite, Northern Washington. Geol. Soc. Am. Bull. **86**, 1413—1422 (1975).
398. Thompson J. E. A geological history of eastern New Guinea. APEA J. **83**—93 (1967).
399. Thompson J. E., Fisher N. H. Mineral deposits of New Guinea and Papua and their tectonic setting. Proc. 8th Comm. Min. Metall. Congr. 8th, Australia—New Zealand **6**, 115—148 (1965).
400. Thurston D. R. Studies on bedded cherts. Contr. Mineral. Petrol. **36**, 329—334 (1972).
401. Tobisch O. T. Gneissic amphibolite at Las Palmas, Puerto Rico, and its significance in the early history of The Greater Antilles Island Arc. Geol. Soc. Am. Bull. **79**, 557—574 (1968).
402. Trescases J. J. Premieres observations sur l'alteration des peridotites de Nouvelle-Caledonie. ORSTROM Ser. Geol. **1**, 27—58 (1969).
403. Trommsdorff V., Evans B. W. Progressive metamorphism of antigorite schist in the Bergell Tonalite Aureole (Italy). Am. J. Sci. **272**, 423—437 (1972).

404. *Trommsdorff V., Evans B. W.* Alpine metamorphism of peridotitic rocks. *Schweizer. Mineralog. Petrog. Mitt.* **54**, 333—352 (1974).
405. *Tschopp R. H.* The general geology of Oman. *Proc. 7th World Petrol. Congr., Mexico* **2**, 231—242 (1967).
406. *Turcotte D. L., Oxburg E. R.* Mantle convection and the new global tectonics. *Ann. Rev. Fluid Mech.* **4**, 33—68 (1972).
407. *Upadhyay H. D., Strong D. F.* Geological setting of the Betts Cove copper deposits, Newfoundland: An example of ophiolite sulfide mineralization. *Econ. Geol.* **68**, 161—167 (1973).
408. *Vallance T. G.* Spilitic degradation of a tholeiitic basalt. *J. Petrol.* **15**, 79—96 (1974).
409. *Viljoen R. P., Viljoen M. J.* The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks in: *Upper Mantle Project. Geol. Soc. S. Africa Spec. Publ.* **2**, 55 (1969).
410. *Vine F. J., Matthews D. H.* Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature (London)* **199**, 947—949 (1963).
411. *Vine F. J., Poster C. K., Glass I. G.* Aeromagnetic survey of the Troodos igneous massif, Cyprus. *Nature Phys. Sci.* **244**, 34—38 (1973).
412. *Vletter R. de.* How Cuban nickel ore was formed—a lesson in laterite genesis. *Engin. Mining J.* **156**, 84—87 (1955).
413. *Vuagnat M., Cogulu E.* Quelques reflexions sur le massif basique-ultrabasique du Kizil Dagh, Hatay, Turguie. *Soc. Phys. Hist. Natur. Geneve, C. R.* **2**, 210—216 (1968).
414. *Walcott R. I.* Geology of the Red Hill Complex, Nelson, New Zealand. *Royal Soc. New Zealand Trans.* **7**, 57—88 (1969).
415. *Walker G. P. L.* Intrusive sheet swarms and the identify of crustal layer 3 in Iceland. *J. Geol. Soc. London* **131**, 143—161 (1975).
416. *Weaver D. F.* A geological interpretation of the Bouguer anomaly field of Newfoundland. *Can. Dominion Obser.* **35**, 223—251 (1967).
417. *Wenner D. B., Taylor H. P., Jr.* δD and δO^{18} studies in serpentinization of ultramafic rocks (abstr.). *Geol. Soc. Am. Atlantic City*, 234—235 (1969).
418. *Wenner D. B., Taylor H. P., Jr.* Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on O^{18}/O^{16} fractionation between coexisting serpentine and magnetite. *Contr. Mineral. Petrol.* **32**, 165—185 (1971).
419. *Wenner D. B., Taylor H. P., Jr.* Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes. *Am. J. Sci.* **273**, 207—239 (1973).
420. *Wenner D. B., Taylor H. P., Jr.* D/H and O^{18}/O^{16} studies of serpentinization of ultramafic-rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 1255—1286 (1974).
421. *Williams H.* Mafic ultramafic complexes in western Newfoundland Appalachians and the evidence for their transposition: A review and interim report. *Geol. Assoc. Can. Proc. (A Newfoundland decade)* **24**, 9—25 (1971).
422. *Williams H.* Bay of Islands, map-area, Newfoundland. *Geol. Surv. Canada, Paper* **72—34**, 1973, 7 p.
423. *Williams H., Malpas J.* Sheeted dikes and brecciated dike rocks within transported igneous complexes, Bay of Islands, Western Newfoundland. *Can. J. Earth Sci.* **9**, 1216—1229 (1972).
424. *Williams H., Smyth W. R.* Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and Alpine peridotites: Tectonic implications with west Newfoundland examples. *Am. J. Sci.*, **273**, 594—621 (1973).
425. *Williams H., Stevens R. K.* The ancient continental margin of eastern North America. In: *The Geology of Continental Margins. Burk C. A., Drake C. L.* (eds.). Berlin—Heidelberg—New York: Springer 1974, pp. 781—796.

426. *Wilson H. H.* Late Cretaceous eugeosynclinal sedimentation, gravity tectonics, and ophiolite emplacement in Oman Mountains, Southeast Arabia. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* **53**, 626—671 (1969).
427. *Wilson R. A. M.* The geology of the Xeros-Troodos area. *Cyprus geol. Survey Dept. Mem.* **1**, 1959, 184 p.
428. *Winkler H. G. F.* *Petrogenesis of Metamorphic Rocks.* New York—Heidelberg—Berlin: Springer, 3rd ed. (1974).
429. *Wyllie P. J.* (ed.). *Ultramafic and Related Rocks.* New York: Wiley 1967, 464 p.
430. *Yoder H. S., Jr.* Spilites and serpentinites. *Carnegie Inst. Washington Year Book* **65**, 269—279 (1967).
431. *Zimmerman J., Jr.* Emplacement of the Vourinos ophiolitic complex, northern Greece. *Geol. Soc. Am. Mem.* **132**, 225—239 (1972).

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абиссальные осадки в офиолитах 10, 11, 24
- Аварунт и образование серпентинитов 124
- Австро-Альпийский надвиг 146
- Алтайско-Саянская зона 170
- Альборанское море 184
- Альпийско-Гималайский офиолитовый пояс 26, 170
- Альпийско-Тетисский складчатый пояс 176
- Альпы 162, 170, 173, 181, 187
- Аляска 170
- Амфиболитовая зона при гидротермальном метаморфизме 132, 133, 136
- Амфиболиты Бей-оф-Айлендс 193, 198
- взаимоотношения с подстилающими породами 142
- из кумулятивных габбро 48
- механизм деформации 142, 143
- минеральная ассоциация 140, 141
- Омана 215, 217
- ореолы вокруг перидотитов 139
- Папуа 225
- структура 140
- Антигорит, датировка по стабильным изотопам 125, 126
- устойчивость 121, 122
- Аппалачский пояс 165, 170, 173, 192
- Аравийская платформа 217
- Асбест, месторождение Коалинга 166
- месторождения Квебека 165
- образование 165, 166
- поперечно- и продольноволокнистого типов 165
- Асбест, образование тектонизированного типа 166
- Африка 185, 212
- Базальты, взаимодействие с морской водой 138
- в кластических клиньях континентальных окраин 19
- известково-щелочные 79
- реки Колумбии 28, 105, 106, 111
- толеитовые 71—79, 85
- Бей-оф-Айлендс, кумулятивный комплекс 195—198
- офиолиты, автохтонное основание 190, 191
- — аллохтонная ассоциация 191, 192
- — амфиболитовый ореол 196, 199
- — возраст метаморфического ореола 192
- — — размещения 192
- — гидротермальный метаморфизм 197
- — гравиметрические данные 199, 200
- — дайковый комплекс 198—200
- — офиолитовый разрез 193, 194
- — переходная зона 196, 197
- — перидотиты 193—195, 199
- — пиллоу-лавы 198
- — разрез габбро 196—198
- Бени-Бушера, перидотиты 46, 184, 185, 188
- Бетская кордильера 170
- Бракко, хребет 185
- Бушвелд, комплекс 113, 158
- Вебстериты в метаморфических породах 36
- Верде антико 9
- Внедрение в твердом состоянии 186
- Восточно-Тихоокеанское поднятие 172
- Вурнос, массив 13, 33, 45, 50, 59, 113
- Габбро верде 10
- в кумулятах 50
- гранатизированные 127, 128
- росо 10
- содержание р. з. э. 101
- Гарцбургиты в кумулятах 55
- — метаморфических перидотитах 35, 36, 43

- Гарцбургиты, серпентинизация 121, 122, 124
 Гидротермальные изменения 24, 29
 Гидротермальный метаморфизм в комплексе Бей-оф-Айлендс 196, 197
 ——— породах массива Троодос 207—210
 ———— Омана 221—223
 ———— Папуа 230
 ——— и взаимодействие между морской водой и породами 138, 139
 ——— изотопы кислорода 137, 138
 ——— спилиты 132, 134, 136
 ——— тепловой поток 132, 133
 ——— термический градиент 133
 ——— фацции 132, 133, 136
 Грампианские горы 170
 Гранофиры 64—67
 — распределение 101, 102
 Гранулитовые и лецолитовые массивы 139, 140
 Грейт-Валли, группа 167
 Гренвилл, докембрийская провинция 190
- Дайковый комплекс Бей-оф-Айлендс** 197, 198
 ——— образование 69, 70
 ——— Омана 220, 221
 ——— связь с габбро 70, 71, 114, 196, 197, 207, 219—221
 ——— пиллоу-лавами 69, 70, 84, 198, 208, 220, 221
 ——— Троодоса 207, 208
- Динарские Альпы 200
 Дифференциация в кумулятах 55, 61, 62
 ——— океанических плагиогранитах 67, 68
 Дуниты в метаморфических перидотитах 36, 43
 ——— ультраосновных кумулятах 60
 — серпентинизация 98—101, 121—124
- Евразия** 211
- Железо в латеритах** 163
 — окислы в кумулятах 55
- Зеленосланцевая зона при гидротермальном метаморфизме** 132, 133
Зоны закалки в пиллоу-лавах 84
- Изотопы кислорода и гидротермальный метаморфизм** 137
 ——— серпентинизация 124—127
 Иттрий в базальтах 105, 106
- Каледонский пояс Северной Америки** 170
 Кальционелловые известняки 185
 Кальциевый метасоматоз и родингитизация 131, 132
 Кератофировые дайки 79
 — лавы 83—85, 91
 Киреныя, хребет 200
 Клинопироксен в дайковом комплексе 71
 ——— кумулятах 52—55
 ——— метаморфических перидотитах 39, 41, 43
 ——— в пиллоу-лавах 84
 Колдуэлл, группа 165
 Коматиты 62, 115
 Критическая зона в кумулятах 50
 Кумулятивный комплекс нециклический 50, 51
 ——— образование 48, 49
 ——— Омана 219
 ——— определение 47
 ——— основные характерные особенности 113
 ——— Папуа 228, 229
 ——— расслоенность 50
 ——— содержание р. з. э. 98—102
 ——— Sg и Rb 107
 ——— Троодоса 205—207, 209
 ——— ультраосновной разрез 48, 49
 ——— циклический 49, 50
- Латериты, образование** 162, 163
 — типы 162, 163
 Ланцо, лецолитовый массив 46, 181
 Лецолиты, серпентинизация 121, 122
 — химизм 124
 Лизардит 121, 122
- Магма, камеры** 49—51
 — первичная, образование 114
 ——— офиолитов 114, 115
 ——— эволюция 115
 Мамония, формация 86, 202
 Меланж и амфиболитовые зоны 140, 143
 ——— поведение серпентина 173, 174
 ——— тектонические блоки 146
 Месторождения массивных сульфидных руд, минералогия 154
 ——— основные черты 152—154

- происхождение 155, 157
- форма и положение в
офиолитовой ассоциации 152—154
- Метаморфизм внешний, определение
119
- внутренний, определение 117
- континентальных окраин, голубо-
сланцевый тип 146—148
- и амфиболиты 148, 250
- океаническая кора 144,
145
- тектоническая обстановка
143, 144
- Метаморфические пояса 119, 143, 144,
148
- Метасоматоз и дайковый комплекс
73—81, 95
- пиллоу-лавы 84, 91—95
- серпентинизация 127—132
- реакции 129, 130
- Мохоровичича поверхность 181

Несовместимые элементы в метамор-
фических перидотитах 95

- Обдукция, определение 177
- Океаническая литосфера, гидротер-
мальные изменения 24
- Океаническая литосфера, метамор-
физм континентальных окраин, тек-
тоническая обстановка 144, 145, 147
- образование 18, 19, 29, 30
- сравнение с офиолитами 22, 23,
26, 117, 118, 205
- Оливин в кумулятах 52, 53
- Бей-оф-Айлендс 196
- Омана 219
- Папуа 228—230
- Троодоса 206
- метаморфических перидотитах
25—27, 31, 36—38, 43, 196
- Бей-оф-Айлендс 196
- Омана 217
- Папуа 228
- Троодоса 205
- Олистоилиты 186
- Олистостромы 185, 186
- Ортоклаз в океанических плагногра-
нитах 67
- Ортопироксен в кумулятах 52, 53, 230
- метаморфических перидотитах
38, 39, 43, 203, 217, 228
- пиллоу-лавах 84
- Ортопироксенитовые дайки в мета-
морфических перидотитах 36

- Осадки, ассоциирующиеся с офиоли-
тами 11, 15, 24, 25, 82, 84, 171, 172
- Оуэн-Стэнли, разлом 225
- Офикальцит 9
- Офиолиты, ассоциирующиеся по-
роды 15
- гравитационное скольжение 185—
188
- обдукция 177—182
- определение 9, 14
- происхождение 10—13, 16, 17,
115—118, 198, 199, 209, 210, 223,
231, 232
- размещение 14, 17, 147, 148
- размещение в Омане 215
- Папуа 225, 226, 231, 232
- глубинные разломы 187, 188
- диапиры 182—184
- механизмы в зонах субдукции
175, 176
- разрез 15, 16, 27—29, 95, 111, 151,
193, 194, 202, 203, 215, 227
- распространение 168
- химическая классификация 92
- Офиосфериты 127
- Офит 9
- Охры 152, 153

- Палео-Тетис, море 213
- Папуа Новой Гвинеи офиолиты
223—233
- Пеннинский надвиг 122, 146
- Перапедхи, формация 153, 200
- Переходная зона в кумулятах 50, 63
- массиве Троодос 206
- Перидотиты альпинитипные 10, 11,
13, 139—142
- взаимоотношения с кумулятами
32, 49, 50
- месторождения хромита 33, 34
- метаморфические 31, 32
- образование 10, 11
- общая форма 33
- происхождение 37, 38, 198, 209,
222, 231
- размещение 33
- распределение р. з. э. 100, 102
- содержание Sr и Rb 107
- стратиформные 32
- характерные особенности 112, 113
- Пикриты 88, 115
- Пиллоу-лавы Бей-оф-Айлендс 197
- мощность 83
- Омана 221—223
- распределение р. з. э. 101, 102
- содержание Sr и Rb 107

- Пиллоу-лавы Троодоса 208, 209
 — характерные особенности 112, 113
 Плагииграниты океанические в дай-
 ковых комплексах 79
 — Омана 219
 — определение 64
 — распределение р. з. э. 79, 80,
 100, 101
 — содержание Sr 107
 — Троодоса 206
 Плагноклаз в дайковом комплексе
 72, 221
 — кумулятах 50, 52, 54, 196, 219,
 230
 — океанических плагиигранитах 65
 — пиллоу-лавах 84
 Пьемонтская зона 146
- Расслоенная последовательность 50
 Редкоземельные элементы в офиоли-
 тах 98
 Роговая обманка в дайковом ком-
 плексе 71
 Родингитизация 129, 130
 Родингиты 127—129
 Роида, массив 46, 184, 185, 188
 Рубидий в офиолитах 107
- Семанл, офиолиты, автохтонное осно-
 вание 214
 — аллохтонная ассоциация 213,
 214
 Семанл, офиолиты, вулканиты 221—
 223
 — гидротермальный метаморфизм
 220—223
 — дайковый комплекс 219, 220, 223
 — меланж 217, 223
 — метаморфическая зона 215, 216
 — основные кумуляты 219, 222, 223
 — перекрывающие осадки 214, 222
 — переходная зона 219
 — перидотиты 217, 218, 222
 — плагииграниты 220
 — размещение 215
 — разрез 215
 Серпентинизация и метаморфические
 перидотиты 43
 — метасоматоз 127, 128, 131, 132
 — стабильные изотопы 124—126
 — массива Троодос 204, 205
 — реакции 120
 — ультраосновных пород 121, 122
 — химизм 123, 124
 Серпентиниты, меланж 126
- механическое поведение 173, 174
 — минералогия 121
 — условия образования 122, 124
 — физические свойства 126, 127
 Скарны 127, 128
 Спилиты 30, 132—136
 Срединно-Атлантического хребта ба-
 зальты 78, 89, 96
 Стиллуотер, комплекс 158
 Стронций в офиолитах 107, 114, 115
 Сумейни, группа 214
- Тавр, хребет 200
 Таконская орогенция 192
 Тектоника тонких пластин 180
 Тектонические блоки 146, 147
 Тепловой поток в срединно-океаниче-
 ских хребтах 132, 133
 Тетиса параллельные дайки 25
 — офиолиты 18, 19, 64, 182, 202
 Тетис, море 147, 182, 202, 211, 214, 215,
 222
 Тимено, зона разломов 225
 Титан в базальтах 105, 106
 — пиллоу-лавах 91
 Толенты 71, 73, 78, 79, 88, 93
 — направление дифференциации 67,
 68, 78, 85—94
 Тоналиты докембрийские 101, 102
 — Папуа 230, 231
 Тринити, офиолиты 141
 Троодос, массив 44, 45, 57, 65—67, 70,
 74, 86, 101, 106—108, 133, 134, 152—
 156, 183, 217, 219, 222, 230—233
 — офиолиты, возраст 202
 — гидротермальный метаморфизм
 206, 208, 209
 — гравиметрические данные 203,
 210, 211
 — дайковый комплекс 207, 208
 — магнитометрические данные 212
 — основные кумуляты 205, 209
 — перекрывающие осадки 200
 — переходная зона 206
 — перидотиты 202—205, 209
 — пиллоу-лавы, верхняя толща 208
 — нижняя толща 208
 — плагииграниты 206
 Троодос, офиолиты, разрез 202, 203
 — серпентинизация 203—205, 211
 — тектоническое положение 210
 Турецко-Иранский складчатый пояс
 213
- Ультраосновные породы 13, 49
 Умбрийский бассейн 185
 Умбры 24, 84, 153, 171

- Урализация 53, 54, 72
- Фации гидротермального метаморфизма 132, 133
- Фенноскандия 170
- Фетийе, комплекс 77
- Финеро, перидотиты 187
- Флиш 20
- Францисканский комплекс 32, 147, 167
- Хавасина, толща 173, 213, 214, 221
- Хаджар, группа 214
- Хамбер-Арм, аллохтон 192, 199
- Хризотил 121, 122
- Хромит, месторождения подиформные в кумулятах 158
- — — метаморфических перидотитах 34, 35, 158, 160
- — — определение 158
- — — структуры 158
- — стратиформные, определение 158
- состав в кумулятах 55, 161, 162
- — — подиформных месторождениях 41, 42, 158, 160, 161
- — — стратиформных месторождениях 41, 42, 159, 160
- Цеолитовая зона при гидротермальном метаморфизме 132, 133, 136
- Церматт-Сасс, офиолиты 145—147, 177
- Циркон в базальтах 105
- Шпинель 41—43
- Шовные зоны 140
- Штейнмановская триада 11
- Эвгеосинклиналь 20
- Эпидозиты 139
- Эуфотид 10

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие редактора перевода	5
Предисловие к русскому изданию	6
Предисловие. <i>Перевод П. П. Смолина</i>	7
Часть I. Что такое офиолиты? <i>Перевод П. П. Смолина</i>	9
Часть II. Тектоника плит и офиолиты. <i>Перевод П. П. Смолина</i>	17
Часть III. Петрология магматических пород. <i>Перевод Г. С. Закариадзе и П. П. Смолина</i>	27
Часть IV. Петрология метаморфических пород. <i>Перевод П. П. Смолина</i>	119
Часть V. Полезные ископаемые в офиолитах. <i>Перевод П. П. Смолина</i>	151
Часть VI. Геологическая характеристика. <i>Перевод Г. С. Закариадзе</i>	168
Часть VII. Тектоника внедрения. <i>Перевод Г. С. Закариадзе</i>	175
Часть VIII. Геологическое, тектоническое и петрологическое строение четырех регионов развития пород офиолитовой ассоциации. <i>Перевод Г. С. Закариадзе</i>	189
Список литературы	237
Предметный указатель	257

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Р. Г. Колман

ОФИОЛИТЫ

Старший научный редактор

М. Е. Яковенко

Младший редактор А. В. Швыряева

Художник Е. К. Самойлов

Художественный редактор

Л. Е. Безрученков

Технический редактор Л. П. Бирюкова

Корректор В. И. Постнова

ИБ № 1594

Сдано в набор 30.03.79. Подписано к печати
11.07.79. Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 2.
Гарнитура литературная. Печать высокая. Объем
8,25 бум. л. Усл.-печ. л. 16,50. Уч.-изд. л. 17,35.
Изд. № 5/9823. Тираж 1300 экз. Зак. 186. Цена 3 р.

Издательство «МИР»

129820, Москва, И-110, ГСП. 1-й Рижский пер., 2

Ленинградская типография № 8 ЛПО
«Техническая книга» Союзполиграфпрома при
Государственном комитете СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

3162