

Ю. Луцаров

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1977

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

МОСКВА

№ 6, 1977

СОДЕРЖАНИЕ

От редколлегии	3
Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С. Офиолиты: современное состояние и задачи исследования	4
Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю., Шараськин А. Я. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса	15
Тайер Т. П. Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах	32
Савельев А. А., Савельева Г. Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Поярный Урал)	46
Дитрих Ф. Ж. Эволюция Восточных Альп: рабочая гипотеза, основанная на тектонике плит	61
Десмон Жаклин. Многофазный метаморфизм океанической и континентальной коры Западных Альп	69
Малпас Д., Стевенс Р. К. Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда	83
Глуховский М. З., Моралев В. М., Кузьмин М. И. Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протоофиолитов	103
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1977 г.	118

G E O T E C T O N I C S

NOVEMBER — DESEMBER

MOSCOW

№ 6, 1977

CONTENTS

From the Editorial Board	3
Peive A. V., Bogdanov N. A., Knipper A. L., Perfiljev A. S. Ophiolites, present stage of knowledge and problems of study	4
Markov M. S., Nekrasov G. E., Khotin M. Yu., Sharaskin A. Ya. Petrochemical properties of ophiolites and some problems of their genesis	15
Thayer T. P. Some implications of sheeted dike swarms in ophiolitic complexes	32
Saveliev A. A., Savelieva G. N. Ophiolites of the Voikaro-Sinsky massif (Polar Urals)	46
Dietrich V. J. The evolution of the Eastern Alps	61
Desmons Jacquelin. Polyphase metamorphism of the oceanic and continental crust of the Western Alps	69
Malpas J. and Stevens R. K. The origin and emplacement of the ophiolitic suite with examples from Western Newfoundland	83
Glukhovskiy M. Z., Moralev V. M., Kuzmin M. I. Tectonics and petrogenesis of the Catarean complex of the Aldanian shield relative to the protoophiolitic problem	103
Yearly index of Journal «Geotectonics» for 1977	118



ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ

Происхождение и структурное положение пород офиолитового комплекса привлекают к себе внимание многих геологов. Офиолиты, впервые выделенные в Альпах в 1926 г. А. Штейнманом как магматическая триада начальной эпохи развития геосинклиналей, после расширения геологических исследований в океанах вновь стали объектом изучения не только петрологов и геохимиков, но и тектонистов. Это обусловлено тем, что в офиолитовом комплексе пород континентов были обнаружены глубокоководные отложения, характерные для современных океанов. Поэтому идея, предполагавшая, что офиолиты континентов представляют собой океаническую кору геологического прошлого, нашла себе широкую поддержку.

Все это послужило причиной того, что проблема офиолитов заняла в настоящее время одно из ведущих мест в геологии. Их изучение может дать ответ на основной вопрос теоретической тектоники — первичны ли на нашей планете континенты и океаны и какова общая направленность в развитии земной коры. Проблема геологии офиолитов важна еще и потому, что с их породами связаны крупнейшие месторождения таких важных полезных ископаемых, как хром, никель, платина, медь, ртуть и др.

По предложению советских геологов, в рамках Международной программы геологической корреляции, осуществляемой ЮНЕСКО совместно с Союзом геологических наук, с 1974 г. разрабатывается проект «Офиолиты континентов и сравнимые с ними породы дна океанов». По единой научной программе в нем ведут исследования ученые 36 стран, представляющие различные геологические школы и направления. План международных исследований пород офиолитовой ассоциации предусматривал многосторонний анализ различных складчатых поясов континентов и дна океанов. Они уже были проведены в Иране, Канаде и США, а также на западе Тихого океана. Многие районы, такие, как Альпийский пояс Европы, Урал и Карибский регион, будут районами подобных экспедиций в ближайшем будущем.

Этот номер нашего журнала посвящен в основном тектоническим аспектам проблемы офиолитов, знания которых очень важны для понимания ранних этапов развития геосинклинальных поясов и прямых корреляций между океанами и континентами.

УДК 551.24+552.11

А. В. ПЕЙВЕ, Н. А. БОГДАНОВ, А. Л. КНИППЕР,
А. С. ПЕРФИЛЬЕВ**ОФИОЛИТЫ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ЗАДАЧИ
ИССЛЕДОВАНИЯ**

Новые материалы, полученные при детальном изучении офиолитов, позволяют наметить основные вопросы, которые нуждаются в скорейшем решении. Рассматриваются основные гипотезы о происхождении пород офиолитовой ассоциации: магматическая, вулканическая, мантийная и мантийно-магматическая. Приводится анализ структурного положения офиолитов внутри складчатых зон континентов. Подчеркивается факт повсеместного присутствия офиолитов в тектонических породах. Предполагается, что для разнотипных структур характерны различные типы разреза офиолитов. Характер деформаций внутри разреза офиолитового комплекса свидетельствует о тектонических движениях по субгоризонтальным поверхностям внутри литосферы. Наиболее важной из них, видимо, является поверхность Мохоравичича.

Офиолитовый комплекс в последние 10—15 лет привлек к себе самое пристальное внимание геологов всего мира. В круг исследований включаются выходы еще не изученных офиолитов, а казалось бы, хорошо обследованные их разрезы анализируются заново. Это связано в первую очередь с ключевым положением пород офиолитовой ассоциации в гипотезе новой глобальной тектоники, которая рассматривает офиолиты как океаническую кору, формирующуюся в зонах спрединга. Сторонники этой гипотезы, зародившейся в середине 60-х годов нашего века, придерживаясь актуалистических позиций, сравнивают разрезы офиолитов складчатых зон протерозоя и фанерозоя с разрезом коры современных океанов. Такой взгляд влечет за собой признание огромных горизонтальных перемещений континентальных плит. Из этого также следует, что распределение в пространстве бассейнов с океанической корой в геологической истории не остается постоянным: в протерозое оно было совсем иным, чем в нижнем палеозое, а верхнепалеозойские океаны не имели ничего общего с нижнепалеозойскими структурами с корой океанического типа. Возникновение Пангеи в конце палеозоя сменилось разрушением этого континента в позднем триасе — ранней юре.

Детальное изучение пород офиолитового комплекса на континентах и в океанах привело геологов к нескольким важным выводам, из которых наиболее существенные следующие.

1. Офиолитовый комплекс имеет определенный разрез, который закономерно повторяется в различных по возрасту складчатых зонах.
2. Офиолитовый комплекс имеет сложное внутреннее строение. В его составе присутствуют породы, отличающиеся друг от друга по происхождению, составу, степени метаморфизма и характеру деформаций.
3. Разрезы офиолитов складчатых зон континентов сходны с разрезами коры современных океанов.
4. Офиолитовый комплекс во всех без исключения складчатых зонах континентов является аллохтонным и располагается внутри крупных тектонических покровов, корни которых в большинстве случаев неиз-

вестны или предполагаются лишь путем палинспастических реконструкций.

Изучение офиолитовых серий в настоящее время продолжается почти во всех странах мира. Лавина нового фактического материала, касающаяся всех вопросов геологии офиолитовой ассоциации, переполняет научные издания. Этот огромный фактический материал еще ждет своего обобщения. Однако уже в настоящее время можно подытожить некоторые главные направления, по которым происходит изучение офиолитов, и наметить основные вопросы, нуждающиеся в скорейшем разрешении. Поскольку авторы настоящей работы являются геологами регионального и тектонического профиля, то при дальнейшем изложении ими не будут затрагиваться некоторые вопросы, связанные с геохимическим и петрографическим изучением пород офиолитовой серии.

Главной проблемой при изучении офиолитов складчатых зон континентов, на наш взгляд, является восстановление первичного палеотектонического положения этого комплекса, или, другими словами, определение той структуры, в которой был рожден разрез офиолитовой ассоциации. Этот вопрос может быть решен двумя способами.

1. В результате детального изучения внутреннего строения офиолитового сообщества. Для этого в первую очередь необходимо выяснить временные и генетические соотношения между важнейшими членами его разреза (вулканитов с габброидами и долеритами, долеритов с габброидами, габброидов с ультраосновными породами).

2. При помощи детального изучения положения офиолитов в современной складчатой структуре континентов. Для решения этой проблемы необходимо изучить взаимоотношение офиолитов с подстилающими и перекрывающими их породами, происхождение и структурную позицию метаморфических пород, ассоциирующих с офиолитами, а также причины метаморфизма в офиолитовой серии пород.

Решение поставленных выше проблем должно дать ответ о месте формирования офиолитовых комплексов и привести к созданию общей геологической теории об истории формирования оболочек земного шара и типе движений внутри тектоносферы.

НЕКОТОРЫЕ ЗАДАЧИ, СВЯЗАННЫЕ С ИЗУЧЕНИЕМ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗА ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Одним из важнейших достижений в изучении офиолитового комплекса явилось установление его типового стратиграфического разреза, впервые описанного в конце 30-х годов в Хатае, а затем и в массиве Вуринос Греции. В дальнейшем этот разрез был установлен на Кавказе, Западном Саяне, на Камчатке, в Корякии, на Урале, в Италии, на о. Кипр, в Омане, Калифорнии, п-ове Ньюфаундленд, на Новой Гвинее и др. Повсеместно в основании этого разреза располагаются в различной степени серпентинизированные дуниты и гарббургиты с отдельными линзами лёрцолитов. Средняя часть разреза состоит из своеобразного полосчатого комплекса, в котором чередуются прослои клинопироксенитов, верлитов, дунитов и габбро, причем вверх по разрезу количество и мощность габбровых прослоев постепенно увеличиваются и верхняя часть полосчатого (layered) комплекса сложена почти исключительно габбро, которые иногда обладают полосчатой текстурой, обусловленной чередованием прослоев с различным содержанием темновесных минералов. Верхняя часть полосчатого комплекса часто содержит рой диабазовых долеритовых и тоналитовых даек, выделенных в массиве Троодос (Кипр) под названием комплекса параллельных даек (sheeted dyke complex). Дайки считаются магмоподводящими каналами для эффузивов основного состава, которые слагают самую верхнюю часть офиолитового комплекса. Это главным образом толеи-

товые базальты с массивной или подушечной текстурой, которые переслаиваются с глубоководными осадками и перекрываются ими (радиоларитами, наннопланктоновыми известняками и глинами).

На происхождение пород офиолитовой серии существуют три основные точки зрения.

1. Магматическая гипотеза

Изверженный облик пород офиолитового комплекса естественно привел исследователей к магматической гипотезе его происхождения. Кажущиеся постепенные переходы между различными членами этого сообщества породили представление о том, что различные группы пород вышеописанного разреза возникли в результате гравитационной дифференциации внутри единой магматической камеры. При этом первоначальный состав внедряющейся магмы считался базальтовым. Эта гипотеза, говорящая об интрузивном происхождении пород офиолитового комплекса, возникла в конце прошлого — начале нынешнего века и вплоть до настоящего времени пользуется большой популярностью. Некоторые изменения, внесенные впоследствии в эту концепцию (например, ряд последовательных интрузий гипербазитовой и габброидной магмы, возникших в единой магматической камере в зоне глубинного разлома), не меняют ее сущности.

Однако ряд геологических фактов с самого начала противоречил магматической гипотезе. Главным из них является отсутствие достоверно доказанных высокотемпературных активных контактов ультраосновных пород с окружающими их отложениями, которые было бы можно объяснить воздействием ультраосновной магмы. Это в сущности говорит о том, что нам не известны породы, в которые внедрялся интрузивный комплекс. Такого противоречия, казалось бы, избегает вулканическая гипотеза происхождения пород офиолитовой серии. По мнению ее сторонников, офиолиты представляют собой огромный по мощности поток базальтовой магмы, вылившийся на морское дно. Поток моментально остыл с поверхности, и дальнейшее остывание магмы происходило внутри «мешка», где в результате гравитационной дифференциации и возник стратифицированный разрез офиолитовой серии.

Магматическая гипотеза происхождения офиолитового комплекса как результат дифференциации единой первоначальной магмы встречает ряд возражений со стороны петрологов и геохимиков, которые отрицают генетическое родство ультраосновных и основных пород офиолитового разреза. Неясной остается и глубина кристаллизации ультраосновных пород полосчатого комплекса и габбро: с одной стороны, согласно всем петрологическим расчетам, они, казалось бы, должны кристаллизоваться в условиях постоянных высоких температур, т. е. на большой глубине; а с другой — они связаны единым разрезом с лавами, что указывает на малую глубину камеры, в которой происходила кристаллизация. Вулканическая гипотеза помимо вышеуказанных недостатков встречает еще ряд трудностей чисто геологического порядка: невозможно представить себе поток базальтовой магмы мощностью в 10—12 км, излившийся на дно морского бассейна, как говорится, в «один присест». Кроме того, все считавшиеся ранее первичными контакты «офиолитового мешка» с подстилающими породами оказались тектоническими, что сразу поставило под сомнение все дальнейшие построения сторонников этой точки зрения.

2. Мантийная гипотеза

Все эти трудности, связанные с магматической гипотезой происхождения офиолитового комплекса, вызвали как следствие представления о мантийном происхождении дунит-гарцбургитовой части разреза этой

ассоциации. По мнению сторонников этой гипотезы, ультрабазиты представляют собой или блоки мантии, или же застывшие на большой глубине интрузии, тектонически внедренные в верхние слои литосферы. Габброиды офиолитового комплекса, по этой гипотезе, являются или частями «базальтового слоя», вынесенными вместе с протрузиями ультрабазитов, или же представляют собой более поздние интрузии. Стремясь объяснить постоянное сонахождение ультраосновных пород и габбро, многие петрологи, особенно в Советском Союзе, считают габбро метасоматическими образованиями, возникшими по ультрабазитам в условиях высоких температур, т. е. на уровне верхней мантии или нижней части базальтового слоя. Некоторые исследователи идут еще дальше и считают сами гипербазиты вторичными породами, возникшими в результате преобразования протопланетного вещества.

Оставляя в стороне петрологические тонкости этого спора, во время которого магматисты и трансформисты, рассматривая один и тот же образец, в зависимости от своих позиций находят в нем или признаки типичной магматической (кумулятивной) или же типичной метасоматической структуры, отметим только, что с точки зрения последовательной мантийной гипотезы постоянная связь гипербазитов и габбро, с одной стороны, и базальтов с глубоководными осадками — с другой, не поддается объяснению. Остается непонятным, почему внедрение мантийных блоков (гипербазиты+габбро) всегда происходит только в области со специфическим магматизмом и осадконакоплением. Не объясняется этой гипотезой и закономерно повторяющийся разрез офиолитовых массивов, приведенный выше.

Ключевое положение пород офиолитового комплекса в гипотезе новой глобальной тектоники резко усилило интерес к его изучению. В результате исследований, проведенных в последнее десятилетие, был получен ряд новых фактов, которые привели к созданию новой гипотезы, которая, как это часто бывает, соединила в себе, казалось бы, несовместимые точки зрения сторонников магматического и мантийного происхождения пород офиолитового комплекса. Как показали эти исследования, в составе офиолитового сообщества присутствуют два резко отличающихся друг от друга комплекса пород.

3. Мантийно-магматическая гипотеза

Детальные исследования офиолитовой серии показали, что дунит-гарцбургитовая часть разреза, включающая в себя и лерцолиты, претерпела ряд сложных и неоднократных деформаций (в том числе и бластомилонитизацию в безводных, т. е. глубинных условиях), которые обычно отсутствуют в полосчатом комплексе и тем более в базальтоидах верхней части офиолитовой ассоциации. Это свидетельствует о временном разрыве между образованием пород лерцолит-дунит-гарцбургитового и полосчатого комплексов. Дуниты и гарцбургиты в таком случае могут представлять собой рестит — твердый остаток, возникший при отделении базальтовой выплавки из недифференцированного мантийного вещества — пиролита (некоторые петрологи считают, что оно имело лерцолитовый состав). Слоистый комплекс и габбро тогда представляют собой продукт дифференциации базальтовой магмы, внедрившейся в этот рестит. Диориты (в том числе и кварцевые), плагиограниты, комплекс «параллельных даек» и эффузивные базальты также являются дифференциатами той же самой единой магмы основного состава. Исследование этой части разреза в общем подтверждает предложенную гипотезу: в габбро и ультраосновных породах слоистого комплекса наблюдается типичная кумулятивная, как многие думают, магматическая структура, вдоль контакта слоистого и дунит-гарцбургитового комплекса присутствуют магматические брекчии и кайма клинопирок-

сенитов, возникшая в результате контактового метаморфизма; между тектонической полосчатостью в дунит-гарцбургитах и лерцолитах и полосчатостью слоистого комплекса наблюдается структурное несогласие. Картирование контактов этих двух разных групп пород показывает, что слоистый комплекс располагается не только выше видимой части дунит-гарцбургитового комплекса, но и внутри него. Такой разрез офиолитовой ассоциации, по мнению сторонников этой гипотезы, возникает в пределах срединно-океанического хребта, где вдоль его осевой трещины происходит внедрение пиролитового астенолита, которое сопровождается выплавлением базальтовой магмы и возникновением пород дунит-гарцбургитового комплекса в виде твердого остатка. В результате дифференциации базальтовой магмы возникает типичный стратиформный комплекс типа Стилутера, Скаергарда и др. Эта гипотеза, пользующаяся в настоящее время огромной популярностью за рубежом, хорошо объясняет многие факты, с трудом поддававшиеся объяснению более ранними гипотезами. В частности, она снимает проблему «wall rocks», т. е. тех пород, в которые внедрялась магма.

Таким образом, новейшая точка зрения на происхождение пород офиолитового разреза как бы ассимилировала в себе чисто мантийную и классическую интрузивную гипотезы становления офиолитов. Эта «мантийно-магматическая» гипотеза верно служит концепции новой глобальной тектоники в той ее части, которая говорит о рождении слоя «2» и «3» современных океанов в зоне срединно-океанических хребтов. Однако соединив в себе старые гипотезы и освободив их от некоторых, иногда весьма существенных недостатков, «мантийно-магматическая» гипотеза становления офиолитов все же вобрала в себя целый ряд противоречий, свойственных старым гипотезам. Кроме того, уже в настоящее время появилось много новых фактов, позволяющих утверждать, что по крайней мере часть офиолитовых разрезов формировалась по-иному.

1. Петрологические исследования показывают, что в целом ряде случаев (Лигурийские Альпы и юго-западная Турция) породы полосчатого комплекса претерпели ряд деформаций, в том числе и пластического течения, которые обычно отсутствуют в секущих их диабазовых телах комплекса параллельных даек. Более того, в Хабарнинском массиве Урала габбро полосчатого комплекса метаморфизовано в условиях амфиболитовой фации, в то время как рвущие его дайки претерпели лишь зеленокаменное изменение. Это заставляет предполагать наличие перерыва между образованием слоистого комплекса и серий диабазовых даек, секущих этот комплекс.

2. В ряде разрезов офиолитового комплекса верхняя часть разреза (слоистый комплекс и диабазовые дайки) подвержены брекчированию и метаморфированы в условиях низов амфиболитовой — верхов зеленосланцевой фаций метаморфизма (Лигурийские Альпы Италии, Ньюфаундленд, Камчатка, Малый Кавказ). Этот тип деформаций и метаморфизма полностью отсутствует в базальтах и глубоководных осадках, перекрывающих эти брекчии, что заставляет предполагать наличие перерыва между образованием комплекса параллельных даек и вулканогенно-осадочной частью разреза офиолитового комплекса. Наличие этого перерыва иногда подчеркивается и разным химизмом базальтов и даек, что говорит о том, что в некоторых случаях дайки не являются магмоподводящими каналами эффузивной серии офиолитового сообщества. Так, например, в юго-западной Турции (покровы Анталья) диабазовые дайки имеют толентовый состав, а кроющие их базальты имеют ярко выраженную щелочную тенденцию.

3. В тесной ассоциации с породами офиолитовых комплексов нередко находятся такие метаморфические образования, как основные гранулиты, двупироксеновые гнейсы, эклогитоподобные породы, амфибо-

литы (в том числе и гранатовые) и зеленые сланцы. В ряде случаев доказано, что эти метаморфиты возникли по породам полосчатого комплекса и диабазам. В одних случаях контакты между неметаморфизированными офиолитами и метаморфитами резкие, что заставляет предполагать разновозрастность тех и других (Иран, Малый Кавказ, Альпы, максютовский комплекс Урала). В других случаях наблюдаются постепенные переходы между метаморфизованными и неметаморфизованными породами офиолитового комплекса (Войкарский и Кимперсайский массивы Урала, Центральная Анатолия).

Эти два обстоятельства заставляют считать, что такие метаморфические комплексы возникли в силу разных причин. В случае временного разрыва между метаморфизованными образованиями и породами офиолитового комплекса мы имеем пример «офиолита в офиолите» и тогда логично допустить, что в процессе становления земной коры «закрытие» и «открытие» бассейнов с океанической корой происходило неоднократно. Если это так, то сонахождение неметаморфизованного и метаморфизованного слоистого комплекса в едином разрезе внутри, например, Средиземноморского пояса, может указывать нам на существование Палеотетиса или еще более древней океанической структуры.

В случае постепенных переходов мы, видимо, имеем дело с одним офиолитовым комплексом, метаморфизм которого скорее всего связан с механизмом его выведения в верхние части земной коры и становлением в структуре складчатого сооружения.

НЕКОТОРЫЕ ЗАДАЧИ, СВЯЗАННЫЕ С ИЗУЧЕНИЕМ СОВРЕМЕННОГО ПОЛОЖЕНИЯ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА ВНУТРИ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН КОНТИНЕНТОВ

Одним из главных вопросов при изучении структурного положения офиолитов является вопрос об их первичном положении в протоструктуре конкретного складчатого сооружения. Другими словами, нам необходимо знать те породы, которые окружали офиолитовый комплекс в момент его становления, т. е. в конце концов установить тип коры. Сторонники интрузивной или мантийной гипотезы этого вопроса не ставили. По их мнению, вулканическая часть офиолитового комплекса накапливается на ранней стадии развития геосинклинали, которая закладывается на коре любого типа, а затем прорывается интрузиями (протрузиями) ультраосновных пород и габбро. Часто наблюдающаяся линейность в распределении ультраосновных тел привела геологов к выводу о том, что породы офиолитовой «формации» возникают в узких линейных трогах, протягивающихся на первые тысячи километров при ширине в первые десятки километров. Эти трогги располагаются на коре континентального типа или среди нее и ограничиваются глубинными разломами. Такая точка зрения, казалось бы, находит подтверждение в следующем геологическом факте: ультраосновные породы и габбро очень часто располагаются вдоль зон соприкосновения геологических комплексов, возникших в абсолютно разных палеогеографических условиях. Это обстоятельство немедленно влечет за собой предположение о наличии трога, граничившего с расположенным рядом линейным поднятием по глубинному разлому, о внедрении вдоль этого разлома магматических масс и т. д. и т. п.

Однако весь имеющийся в настоящее время материал по структурному положению пород офиолитовой серии в складчатых сооружениях указывает, что во всех случаях офиолиты слагают крупные аллохтонные пластины, первичное положение которых можно только предполагать после ряда допущений в палинспастических реконструкциях. Видимое минимальное перемещение этих покровов порой достигает 200 км (Оман). Именно в результате шарьирования офиолиты в структуре

складчатых сооружений граничат с миогеосинклинальными или даже платформенными осадками. Это обстоятельство говорит о том, что породы офиолитового сообщества и окружающие их в настоящее время образования часто являются «случайными соседями».

Одним из важнейших достижений науки за последнее десятилетие явилось установление определенного сходства между разрезами офиолитового комплекса складчатых областей континентов и коры современных океанов. Это заставило предполагать, что на месте современных складчатых поясов или вблизи них (имеются в виду зоны, в которых присутствуют породы офиолитовой серии) некогда располагались бассейны с корой океанического типа. Эти впадины затем были раздавлены в результате сближения континентальных масс, а выполнявшие эти впадины породы были частично выплеснуты в виде тектонических покровов на края прилежащих континентальных масс.

В области развития современной океанической коры в пределах океанов и окраинных морей геофизический разрез коры сейчас получил вещественные характеристики. В результате бурения, драгировок и геологических съемок с подводных лодок получены доказательства того, что все породы океанической коры имеют тот же разрез, что и офиолитовый комплекс на континенте. Надо отметить, что на океаническом дне, как и на континенте, ультрабазиты и габбро сложно деформированы.

В общепринятой четырехслойной модели строения океанической коры первый слой представлен в основном глубоководными осадками и в меньшей степени туфами основных эффузивов. Обычно граница между первым и вторым слоем проводится по кровле подушечных базальтов. Надо принимать во внимание, что в открытом океане мощность первого неконсолидированного слоя часто невелика и достигает первых сотен метров. Поэтому при палеотектонических реконструкциях и сравнениях с разрезом офиолитов он рассматривается сплошь и рядом вместе с подушечными лавами.

Толетовые базальты, в нижней части которых в современной океанической коре часто встречаются и породы дайкового комплекса, образуют основную часть разреза второго слоя. Их граница с третьим слоем бывает резкая, как, например, в Каймановом желобе, в других местах (в Филиппинском море, на западе Тихого океана) она постепенна.

Строение третьего геофизического слоя океанической коры, по-видимому, очень разнообразно. Отметим, что его мощность также весьма непостоянна и изменяется от 1—1,5 до 5—7 км. Драгировки в желобах (Японском, Марианском и Тонга-Кермадек), а также срединно-океанических хребтах (Индийском, Атлантическом, Галапагосском) показали, что в нем встречаются как габброиды, так и дуниты, гарцбургиты, серпентиниты и амфиболиты, при этом количество серпентинизированных ультрабазитов явно преобладает. Таким образом, третьему слою океанической коры в разрезе офиолитов скорее всего соответствуют породы полосчатого комплекса и, возможно, часть дунит-гарцбургитового.

Таким образом, современные исследования доказали правомерность сравнения офиолитов с корой океанического типа и правильность палеотектонических реконструкций, при которых по выходам офиолитов определяется существование океанов в геологическом прошлом.

«Океаническое» происхождение пород офиолитового комплекса подтверждается не только путем сравнения его разреза с корой океанического типа. К этому же выводу мы должны прийти при рассмотрении пород как подстилающих офиолитовые аллохтоны, так и находящихся в их верхней части (выше пород офиолитового комплекса).

Разрезы, подстилающие офиолитовые аллохтоны, обычно формируются в принципиально иной по отношению к офиолитам палеогеографической обстановке. Наиболее часто в природе встречаются два случая.

В первом из них офиолиты шарьированы на карбонатно-кремнистые и турбидитные серии, как правило, перекрытые флишем, — предвестником шарьирования. Эти породы, подстилающие флиш, имеют поразительное сходство с разрезами современных континентальных шельфов. Подобного типа разрезы в складчатых структурах континентов мы обычно относим к категории миогеосинклинальных. Эти миогеосинклинали, подстилающиеся корой континентального типа, широко известны во многих протерозойских и фанерозойских складчатых системах (Урал, Аппалачи, Средиземноморский пояс и др.). Протяженность этих структурно-фациальных зон огромна. Например, в Альпийской складчатой области шельфовые осадки, всюду сопровождаемые покровами офиолитов, прослежены от Северных Аппенин через Динариды, Эллиниды в складчатую систему Тавра Турции и Загроса Ирана. На всем этом протяжении миогеосинклинальные разрезы обладают удивительным литологическим сходством, выражающимся, в частности, в том, что мелководные осадки миогеосинклинали в северном направлении сменяются все более и более глубоководными фациями. Внутри этого разреза по аналогии с современными континентальными окраинами по направлению с севера на юг удастся восстановить шельфовые фации, фации континентального склона и его подножия.

Наличие этих протяженных шельфовых (миогеосинклинальных) областей заставляет предполагать, что с ними некогда были сопряжены столь же крупные и протяженные структуры, из которых в результате их раздавливания и были шарьированы офиолитовые аллохтоны. Напрашивается очевидный вывод: если миогеосинклинали складчатых зон континентов по своему строению и протяженности идентичны современным континентальным окраинам, то соответствующие им океанические структуры сопоставимы с современными океаническими впадинами.

Во втором, также широко распространенном случае офиолитовые аллохтоны подстилаются вулканогенно-осадочными сериями, последовательность разреза в которых, а также наличие известково-щелочных эффузивных и интрузивных серий (Урал, о. Ньюфаундленд, Кавказ и др.) указывает на их сходство с формациями современных островных дуг. Это сходство в ряде случаев еще более усиливается тем, что, как и в современных дугах, автохтонные вулканогенно-осадочные серии обнаруживают закономерное изменение состава вулканитов от толеитов через щелочноземельные серии к субщелочным породам от внутренних к внешним частям складчатых систем (Урал, Малый Кавказ). Так же, как и континентальные шельфы, рассмотренные выше, островодужные ассоциации прослеживаются на больших расстояниях вдоль складчатых поясов (например, вдоль всего восточного склона Урала).

Поскольку островные дуги не могут не обрамлять океанических впадин, то и в данном случае мы должны прийти к выводу, что корни офиолитовых покровов необходимо искать в океанических бассейнах. Итак, анализ разрезов, подстилающих офиолитовые аллохтоны, приводит нас к выводу, что эти аллохтоны были рождены в океаническом бассейне. Это положение помимо сходства разреза офиолитовой ассоциации с разрезом коры океанического типа, о чем мы уже говорили ранее, подтверждается еще и тем обстоятельством, что во многих случаях офиолитовый комплекс пород слагает самостоятельные тектонические пластины, наиболее молодыми породами в которых являются базальты и кремнисто-карбонатные породы (аналоги слоев «2» и «1» океанов соответственно). Однако в целом ряде случаев (Урал, о. Ньюфаундленд, Лигурийские Альпы и др.) вулканогенные и осадочные породы офиолитовой серии в верхней части офиолитовых аллохтонов кроются породами, которые не могут быть включены в офиолитовое сообщество.

во¹. В первом случае (восточный склон Урала) базальтоидные серии офиолитового комплекса постепенно сменяются контрастными натриевыми вулканитами и затем щелочноземельными вулканогенными сериями островодужного типа. Видимо, тектонические покровы такого типа возникли после формирования островных дуг, зародившихся на океанической коре.

В другом случае выше офиолитов располагаются турбидитные, глинистые и кремнисто-терригенные серии, аналоги которых в современных океанических впадинах отсутствуют. В обломочной фракции этих отложений часто присутствует большое количество сиалического обломочного материала, что также нетипично для открытых океанических бассейнов. В связи с этим приходится предполагать, что часть офиолитовых аллохтонов была рождена не в крупных океанических бассейнах, а в других типах структур с корой океанического типа.

Как известно, в настоящее время имеется четыре крупных класса структур, обладающих корой океанического или субокеанического типа. Это рифтовые зоны, типичным представителем которых является Красное море, внутренние моря (например, Черное море), окраинные моря (Японское) и океаны. Каждая из этих впадин обладает специфическим набором пород. Поэтому изучение рифтового, океанического и переходного этапов развития этих структур и сопоставление их разрезов с разрезами складчатых областей должно существенно помочь нам в классификации разрезов офиолитов. Важнейшей задачей подобного типа реконструкций в складчатых зонах должны являться палинспастические реконструкции.

Так, например, при пересечении складчатых систем Большого и Малого Кавказа с севера на юг наблюдается следующий разновозрастный (юра — нижний мел) латеральный ряд: аспидная формация с покровами толеитов и диабазовыми дайками и флишем в верхней части этого возрастного интервала (южный склон Большого Кавказа) — область базальт-андезит-липаритового магматизма с интрузиями гранитов и терригенно-карбонатными породами в верхней части разреза (Сомхето-Агдамская, Карабахская, Лачинская, Гочасская и Кафанская зоны Малого Кавказа) — область с развитием офиолитового комплекса, из которой в нижнем — верхнем мелу происходила транспортировка офиолитовых покровов.

Этот латеральный ряд разрезов имеет большое сходство с разрезами активных континентальных окраин, где близкие по составу толщи характерны для следующего латерального ряда структур: Японское окраинное море — Японская островная дуга — Тихий океан.

Мы не исключаем, что и разрезы меланократового фундамента в этих разнотипных структурах, выделяемых в складчатых областях прошлого и в современных зонах сочленения континентов и океанов, формационным рядам могут отличаться по своему внутреннему строению и характеру взаимоотношений с вулканогенными осадочными породами. В связи с этим возникает заманчивая перспектива определения палеоструктур с корой океанического типа (рифтовая зона, внутреннее или окраинное море, океанический бассейн) также и по типам разреза офиолитового комплекса.

Поставленная в заключении предыдущего раздела проблема вызывает ряд вопросов:

— каково происхождение дунит-гарцбургитового комплекса и когда и в силу каких тектонических движений происходит его тектоническая переработка;

¹ Здесь, естественно, не рассматриваются посттектонические образования (например, молласы), трансгрессивно перекрывающие тектонические покровы.

— когда, в каких структурах с корой океанического типа и в силу каких тектонических движений происходит бластомилонитизация слоистого комплекса, а в каких не происходит;

— формируется ли комплекс параллельных даек только в условиях «срединно-океанического хребта»;

— в силу каких движений и в каких структурах с корой океанического типа происходит брекчирование верхней части слоистого комплекса и серии параллельных даек;

— в каких типах «офиолитовых» структур вулканическая часть офиолитового сообщества отделена перерывом от пород меланократового фундамента и наблюдается ли этот перерыв повсеместно;

— присутствуют ли породы гранулитовой или амфиболитовой фаций метаморфизма (эклогиты, амфиболиты) во всех разрезах офиолитового комплекса или же они характерны лишь для определенных категорий структур с корой океанического типа;

— каковы генетические связи этих метаморфических образований с породами офиолитового комплекса.

Список этих вопросов можно было бы продолжить. К числу важных «офиолитовых» проблем относятся также вопросы, прямо связанные с историей становления офиолитовых комплексов в структуре складчатых зон, такие, как условия образования серпентинитового меланжа и глаукофанового метаморфизма. В настоящей работе, посвященной главным образом проблеме первичного структурного положения офиолитового комплекса, мы не будем касаться этих вопросов. Авторы настоящей статьи также не ставят своей задачей ответ на все поставленные в начале этого раздела вопросы. Можно думать, что современные исследования тектонистов, петрологов и стратиграфов позволят в ближайшем будущем решить эти проблемы. Ниже мы коснемся лишь одной проблемы, а именно проблемы типа тектонических движений, приводящих к формированию офиолитового разреза.

Концепция литосферных плит предполагает, что главное тектоническое движение, приводящее к формированию офиолитовой ассоциации, происходило на нижней границе литосферы, вне пределов досягаемости для исследований обычными геологическими методами. Выше мы привели целый ряд фактов, которые противоречат таким представлениям. В первую очередь к ним относятся временной разрыв между формированием отдельных частей разреза офиолитовой ассоциации, нередко разделенных этапами метаморфизма и деформации. По-видимому, во всех случаях такой этап деформаций разделяет формирование дунит-гарцбургитового комплекса и всех вышележащих комплексов ассоциации. Что касается остальных частей разреза, то в одних случаях они оказываются близкими по времени формирования и связаны между собой постепенными переходами, в других — разделены этапами деформации.

Такие дискордантные границы часто сопровождаются своеобразными тектоническими образованиями, возникающими в процессе становления офиолитового разреза. Так, на границе дунит-гарцбургитового и полосчатого комплексов образуются высокотемпературные зоны разлинзования и пластического течения (Войкарский и Хабаринский массивы Урала). Пластическое течение пород полосчатого комплекса, происходящее в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, нередко предвещает формирование диабазов комплекса параллельных даек. В подошве базальтов часто появляются своеобразные тектонические брекчи, состоящие из угловатых обломков подстилающих габброидов, гипербазитов и пород дайкового комплекса (Северная Италия, Южная Турция). Точно такие же брекчи и на том же уровне недавно были закартированы в Каймановом желобе. Характер этих деформаций и характер распределения их по площади свидетельствуют о тектониче-

ских движениях по субгоризонтальным поверхностям внутри литосферы.

С нашей точки зрения все перечисленные факты свидетельствуют о том, что формирование офиолитового разреза и океанической коры в целом происходило длительно и сопровождалось неоднократными тектоническими движениями по разным горизонтальным поверхностям внутри литосферы. При этом, очевидно, происходило «сдирание» отдельных тонких пластин коры в одних местах и скучивание ее в других. На месте раздвинувшихся пластин вновь образуются породы офиолитовой ассоциации, что и обуславливает разрыв во времени между отдельными частями офиолитового разреза.

Породы нижней части коры современных океанов подвергались повсеместной тектонической переработке. Серпентинизированные дунит-гарцбургитовые комплексы расланцованы, раздроблены, милонитизированы иногда до такой степени, что становится неузнаваемой первичная природа горных пород (Срединно-Атлантический хребет). Это позволяет предположить не только тектоническую природу поверхности, или, лучше говорить, зоны Мохоровичича, но и думать, что в петрографическом отношении она представлена тектонизированным реститом.

Изложенный в этой работе материал по геологии офиолитовой ассоциации показывает, что происходит дальнейшее развитие концепций мобилизма и что без них трудно объяснить соотношения континентов и океанов.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
24 мая 1977 г.

УДК 551.24+552.11

М. С. МАРКОВ, Г. Е. НЕКРАСОВ, М. Ю. ХОТИН, А. Я. ШАРАСЬКИН.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОХИМИИ ОФИОЛИТОВ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

Рассмотрены особенности петрохимии офиолитовых комплексов различных регионов и коренных пород дна современных океанов. Показано, что различные петрохимические типы офиолитов находят аналоги в ассоциациях океанических пород.

Наблюдающийся в последние годы большой интерес к проблеме офиолитов и их сравнению с породами современных океанов привел к тому, что многие разрезы офиолитов оказались в настоящее время достаточно детально и всесторонне изучены. Ранее в геологии существовало мнение о том, что все породы (кроме нижнего дунит-гарцбургитового комплекса) офиолитовых ассоциаций связаны в единую линию толентово-вой дифференциации (Brunn, 1960; Mooges, 1969 и многие другие).

Такие же данные приводились и для интрузивных комплексов современных океанов, которые сопоставлялись с офиолитовыми ассоциациями складчатых зон континентов (Дмитриев, 1973). Однако изучение офиолитовых ассоциаций показывает, что в их состав часто входят различные по возрасту и составу комплексы пород. Одновременно с этим рядом исследователей было показано, что характер дифференциации пород офиолитовых разрезов более сложен, чем это представлялось нам раньше (Bailey, Blake, 1974; Miyashiro, 1975, и др.). Все это привело к тому, что ряд исследователей (Добрецов, 1974; Rocci et al., 1975; Miyashiro, 1975) начали выделять различные офиолитовые комплексы. При этом различие в характере дифференциации этих комплексов ими объяснялось разной структурной приуроченностью офиолитов. Было выделено несколько типов офиолитовых ассоциаций.

1. Офиолиты, содержащие дифференцированные вулканические серии. Рядом исследователей они считаются типичными ассоциациями основания островных дуг (Добрецов, 1974; Miyashiro, 1975).

2. Офиолиты, содержащие феррогаббро в составе габброидной части разреза. Некоторые исследователи (Добрецов, 1974; Rocci et al., 1975) предполагают, что эти офиолитовые комплексы формировались в крайних морях.

3. Кроме того, Н. Л. Добрецов (1974) и А. Миасиро (Miyashiro, 1975) выделяли еще офиолитовые ассоциации, характерные для глубоководных желобов. В их состав попадали офиолиты с четко проявленным щелочным уклоном в габброидах и вулканитах.

Такая трактовка тектонической природы офиолитовых комплексов сама по себе вызвала некоторые сомнения. Дело в том, что современные островные дуги развиваются на океанической коре, либо представляют собой структуры типа микроконтинентов. Следовательно, они a priori не могут иметь собственных изначально существующих офиолитовых комплексов.

Кроме того, в последние годы появились данные и о наличии пород дифференцированных серий в срединных хребтах океанов (Engel, Fisher,

1975), которые также свидетельствуют о сложном характере развития уже собственно океанических структур.

В связи с этим нами были проанализированы составы различных комплексов пород, входящих в офиолитовые ассоциации континентов, и проведено сравнение полученных результатов с данными по магматическим породам океанов. В качестве основы для петрохимических сопоставлений взята трехкомпонентная диаграмма AFM. Эта диаграмма в доступной форме отражает сочетание двух очень важных петрохимических критериев — соотношения железомagneзиальных компонентов и основности-щелочности сравниваемых пород. Оба критерия являются хорошими показателями степени дифференцированности пород основного состава, которые преобладают в офиолитовых ассоциациях, и в то же время соотношение основности-щелочности является важной характеристикой принадлежности исследуемых пород к определенной петрологической серии. Наконец, выбранная диаграмма наиболее часто употребляется в современной, особенно в зарубежной литературе по офиолитам и породам океанического дна, что позволяет учесть максимально возможное количество существующих данных.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ КОНТИНЕНТОВ

По петрохимическим особенностям отдельных комплексов пород, входящих в офиолитовую ассоциацию, а также по направленности в эволюции составов офиолиты континентов могут быть подразделены на четыре типа. Первый тип объединяет наиболее полно дифференцированные комплексы, характеризующиеся щелочной в начальной и толеитовой в конечной стадии эволюцией составов; второй — недифференцированные комплексы со щелочной в начальной и толеитовой в конечной стадии эволюцией составов; третий — офиолитовые комплексы с контрастными сериями феррогаббрового и плагиогранитного ряда; четвертый — дифференцированные комплексы со щелочной тенденцией эволюции состава.

1. Дифференцированные комплексы со щелочной в начальной и толеитовой в конечной стадии эволюцией составов. Офиолитовые ассоциации этого типа представлены расслоенными комплексами ультрабазит-габбро-тоналит-плагиогранитного состава, прошедшими наиболее полную дифференциацию составов — от ультрабазитов до плагиогранитов и плагиолипаритов включительно. Они, видимо, слагают основание некоторых структурных зон эвгеосинклиналей. Наиболее характерный пример комплексов этого типа — массив Троодос в Альпийской складчатой области. Вероятно, к этому же типу относятся офиолиты аллохтонного комплекса Литл-Порт о. Ньюфаундленд, а также офиолитовая ассоциация горы Наанкней в Корякском нагорье (рис. 1).

Разрезы офиолитов данного типа включают в себя, как правило, от трех до четырех комплексов пород. В обобщенном виде этот разрез выглядит следующим образом.

В основании разреза залегают дуниты и гарцбургиты. Вверх по разрезу количество дунитов увеличивается, здесь же появляются полевошпатовые ультрабазиты. Выше располагаются тонкопереслаивающиеся дуниты, перидотиты, пироксениты, анортозиты, троктолиты, меланократовые оливиновые, оливин-пироксеновые габбро и габбро-нориты. Вверх по разрезу они постепенно сменяются массивно-полосчатыми габброидами и габбро-норитами, переходящими в свою очередь в амфиболовые габбро, габбро-диабазы и диабазы, содержащие штоки или расслоенные тела кварцевых диоритов, тоналитов и реже плагиогранитов. Помимо габброидов в этой части разреза иногда известны метамор-

физованные эффузивы. Выше располагается комплекс параллельных даек. В нижней части этот комплекс прорывает габброиды, тоналиты, диабазы и метаэффузивы, в верхней — пиллоу-лавы. Предполагается, что последние согласно перекрывали габброиды, тоналиты и диабазы расслоенного комплекса, а их подошва располагалась в средней части

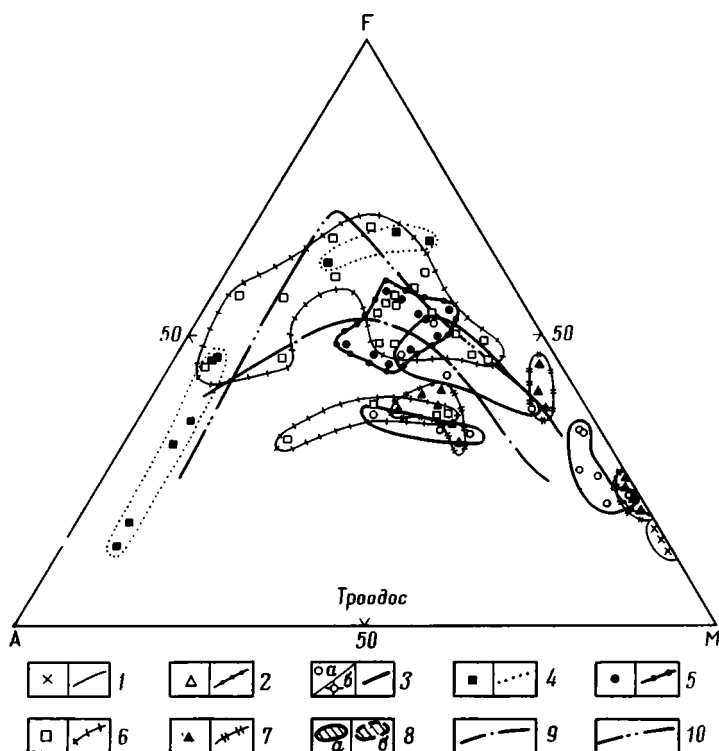


Рис. 1. Диаграммы AFM для офиолитовых ассоциаций дифференцированно-го типа со щелочной в начальной и толеитовой в конечной стадии эволюции составов.

1—дунит-гарцбургитовый комплекс; 2—полосчатый комплекс (пироксениты, меланократовые габбро, анортозиты); 3—габбро и габбро-диабазовый комплекс (а—неметаморфизованные породы; б—метаморфизованные); 4—диорит-тоналит-плагиигранитный комплекс; 5—комплекс параллельных даек; 6—комплекс нижних лав; 7—комплекс верхних лав; 8—вулканические породы дна океанов: а—базальтово-андезитовая серия Восточно-Индийского хребта, б—амфиболовые базальты северо-восточной части Индийского океана; 9—линия раздела толеитовых и щелочных серий; 10—линия дифференциации гавайских толеитов.

Примечание: значками показаны контрастные составы пород комплексов, линиями — ареалы распространения пород каждого комплекса

комплекса параллельных даек. Пиллоу-лавы представлены преимущественно кератофирами, кварцевыми порфирами и базальтами. В верхней части среди них появляются также андезито-базальты, андезиты. Завершается разрез комплексом верхних лав, в составе которых преобладают базальты, оливинные базальты и пикриты.

Петрохимические особенности офиолитовых ассоциаций этого типа наиболее полно могут быть проиллюстрированы на примере массива Троодос (Мурс, Вайн, 1973). Нижняя часть офиолитовой ассоциации (до лав и комплекса параллельных даек) представлена на диаграмме AFM рядом обособленных полей, отчетливо связывающихся в две линии дифференциации — щелочную и толеитовую. Щелочная тенденция в

эволюции составов характерна для наиболее магнезиальных членов офиолитового ряда — ультрабазитов и оливин-пироксеновых габброидов. Как видно из диаграммы, в массиве Троодос эта тенденция выражена довольно резко. В других районах щелочная тенденция в эволюции составов проявлена гораздо слабее, и все породы практически связываются в единую линию толеитовой дифференциации, характеризующуюся лишь незначительным отклонением последней влево, в сторону составов с относительно бóльшей щелочностью. Толеитовая линия развития свойственна в целом для более кислых и более поздних членов офиолитовой ассоциации — амфиболовых габбро, тоналитов и плагиогранитов. При этом следует отметить, что в габброидной части разреза эти две тенденции еще сосуществуют. На уровне же диоритов и тоналитов преобладающей становится толеитовая.

Другой особенностью рассматриваемого типа офиолитов является обособленность составов разных комплексов пород, составляющих отдельные части разреза, что в какой-то мере может подтверждать предположение многих исследователей о разном времени их формирования. Наиболее отчетливо обособлены ареалы фигуративных точек пород кислого — среднего и основного — ультраосновного составов. Внутри же каждой из этих двух групп (особенно в последней) составы различных типов пород обладают петрохимической близостью и перекрывают друг друга. Это вытекает также и непосредственно из характера разрезов.

Поведение пород комплекса параллельных даек, а также комплекса нижних лав в офиолитах данного типа сложно, неоднозначно и определяется во многом характером петрохимической эволюции пород подстилающего габброидного комплекса.

Комплекс нижних лав, достоверно установленный и хорошо изученный лишь в Троодосе, представлен дифференцированной серией базальт-андезит-дацитового состава. Большая часть фигуративных точек этой серии отчетливо укладывается в единую линию дифференциации, полностью совпадающую с толеитовой ветвью дифференциации пород габброидного комплекса. Меньшая часть точек образует на диаграмме две более пологие кривые, отвечающие соответственно известково-щелочной и щелочной линиям эволюции составов. Возможно, смещение части фигуративных точек пород комплекса нижних лав в сторону увеличения относительной щелочности связано с их зеленокаменным перерождением. Однако закономерный линейный характер распределения последних на диаграмме АФМ позволяет предполагать, что среди пород комплекса нижних лав помимо дифференциатов толеитового ряда присутствуют также породы щелочных серий, что, возможно, объясняется унаследованным развитием этих двух тенденций от предшествующего им во времени собственно габброидного комплекса.

Комплекс параллельных даек, тесно связанный во всех массивах с комплексом нижних подушечных лав, представлен в Троодосе слабо-дифференцированными близкими по относительной магнезиальности, но достаточно четко отличающимися по относительной щелочности и железистости типами пород: диабазами, андезитами, кератофирами и кварцевыми порфирами. Их фигуративные точки сконцентрированы в трех узких ареалах, отчетливо укладывающихся вдоль эволюционных кривых пород комплекса нижних подушечных лав. Это еще раз свидетельствует о временной и пространственной близости и генетическом родстве этих комплексов и генерации их из магм одного и того же состава.

Комплекс верхних подушечных лав, изученный лучше всего в Троодосе, по петрохимическим особенностям резко отличается от предшествующих ему серий как составом отдельных типов пород, так и путями эволюции состава в целом. Во-первых, для него характерно преобладание высокомагнезиальных пород и, в частности, присутствие лав ультраосновного состава; во-вторых, присутствие среди них одновременно

пород толеитового ряда и высококальциевых щелочно-оливиновых базальтов. Все это свидетельствует о том, что как во времени формирования, так и по составу исходных расплавов и глубине зарождения их в земной коре комплекс верхних подушечных лав явно не связан с подстилающими частями разреза.

Таким образом, в офиолитовых ассоциациях рассмотренного типа выделяются три близких по петрохимическим особенностям группировки пород.

Первая группа объединяет дуниты, гарцбургиты, породы полосчатого комплекса и оливиновые, оливин-пироксеновые габбро. Для них характерны петрохимическая связь всех членов разреза и щелочная тенденция эволюции составов.

Вторая включает в себя амфиболовое габбро, габбро-диабазы, тоналиты и плагиограниты, породы комплекса параллельных даек и комплекса нижних лав. Они не дают единого поля на диаграмме, часто наблюдаются разрывы между полями различных пород и, как правило, они ложатся на линию толеитовой дифференциации.

Третья представлена породами комплекса верхних лав и характеризуется контрастностью отдельных типов пород.

2. Неполно дифференцированные офиолитовые ассоциации со щелочной в начальной и толеитовой в конечной стадии эволюцией составов. Офиолиты этого типа представлены телами ультрабазит-габбрового состава, отличающимися от ранее рассмотренных ассоциаций сравнительно меньшей степенью дифференциации, не превышающей в них в целом уровня пород основного состава (рис. 2). В тектоническом отношении это приподнятые блоки (Маккуори, см. Bailey, Blake, 1974) или тектонические покровы, надвинутые со стороны океана на складчатые сооружения внешней части переходной зоны (Папуа — Новая Гвинея) (Davies, 1971), а также отдельные аллохтоны в структурных зонах Альпийской складчатой области (массив Хатай), в палеозоидах Северной Америки (комплекс Бэй оф Айлендс).

Разрезы офиолитов данного типа включают три комплекса пород: 1) гарцбургит-дунитовый, 2) пироксенит-габбровый, 3) комплекс пиллоу-лав.

Ультрабазитовый и пироксенит-габбровый комплексы по своему строению в целом аналогичны нижним частям разрезов офиолитов первого типа. В основании его вскрываются гарцбургиты, дуниты и полосчатые энстатитовые перидотиты, характеризующиеся в верхней части разреза кумулятивными структурами. Выше располагаются переслаивающиеся между собой ультрабазиты, оливиновые, оливин-пироксеновые габбро и анортозиты. Последние сменяются переслаиванием оливиновых, пироксеновых габброидов и анортозитов. Венчается разрез локально развитыми и сравнительно маломощными амфиболовыми габбро и габбро-диабазами.

Комплекс лав сложен преимущественно базальтами и спилитами: в верхней части среди них отмечаются дациты, составляющие небольшую по мощности часть разреза (Папуа — Новая Гвинея).

Анализ диаграмм АФМ показывает, что по химизму отдельных типов пород, а также по направленности в эволюции составов рассматриваемая ассоциация близка офиолитам первого типа, но отличается от них полным (Маккуори, Хатей) или почти полным (Папуа — Новая Гвинея) отсутствием дифференциатов среднего и кислого состава как среди пород габброидного комплекса, так и в вулканогенной части разреза. Подобные соотношения позволяют рассматривать эти типы в качестве латерального ряда офиолитов с разной степенью дифференциации составов, отражающего собой неоднородность в строении базальтового слоя земной коры.

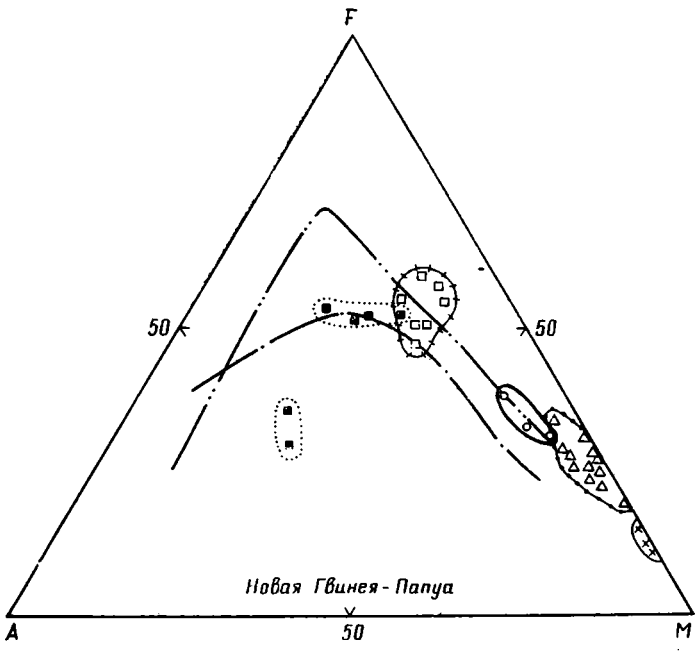
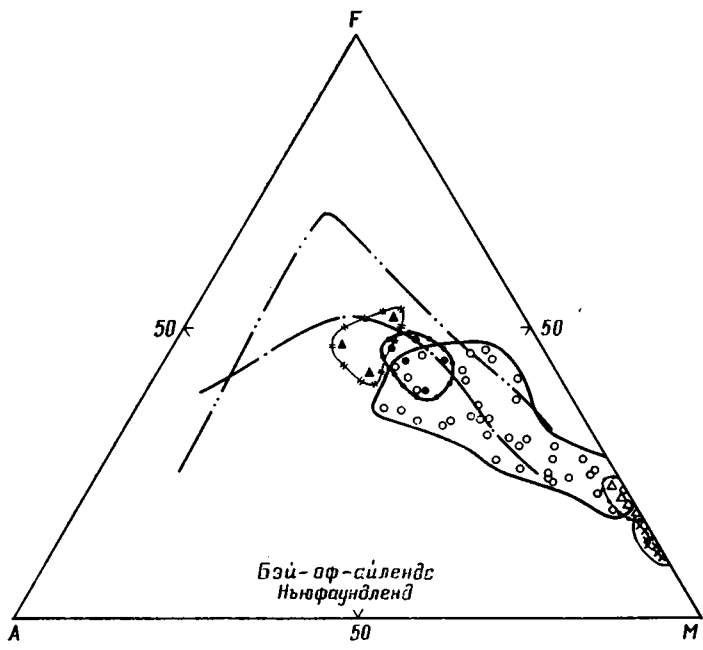


Рис. 2 (I)

3. Офиолитовые ассоциации с контрастными сериями феррогаббрового и плагиогранитного рядов. К этому петрохимическому типу относятся некоторые из офиолитовых ассоциаций, слагающих основание периконтинентальных складчатых структур, часть которых непосредственно продолжается в современные структуры океанов и переходных зон (Калифорния, Камчатский мыс и др.).

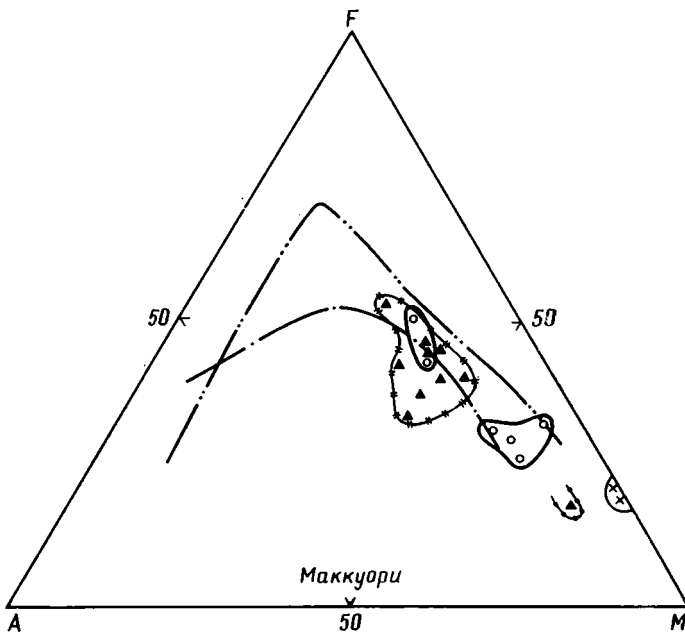
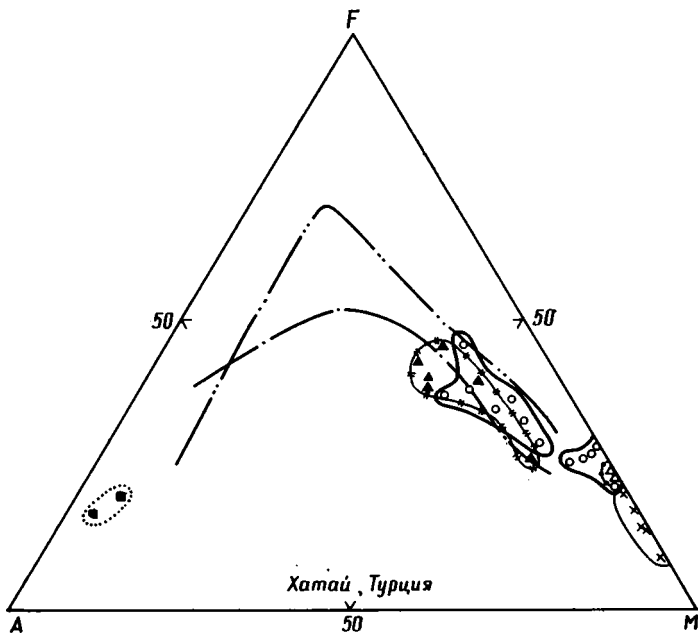


Рис. 2. Диаграммы AFM для неполнодифференцированных офиолитовых ассоциаций со щелочной в начальной и толеитовой в конечной стадии эволюции составов. Усл. обозн. см. рис. 1

Разрез их значительно отличается от разрезов офиолитов первого и второго типов. И прежде всего тем, что ультрабазитовая (дунит-гарцбургитовая) составляющая в основании этих разрезов иногда отсутствует, и следы ультрабазитов наблюдаются лишь в виде ксенолитов клинопироксенитового состава, иногда со значительным количеством оливина. Полосчатые оливиновые, оливин-пироксеновые габбро и габбро-пегматиты, сменяющиеся вверх по разрезу пироксеновыми

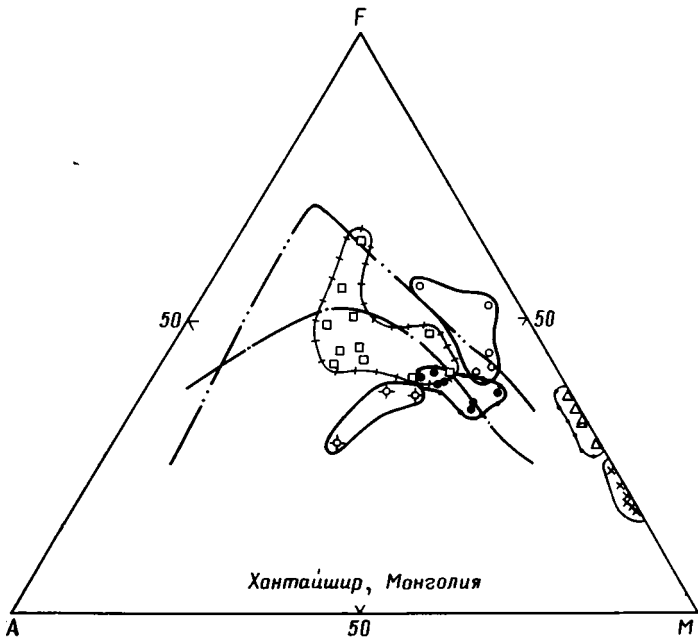
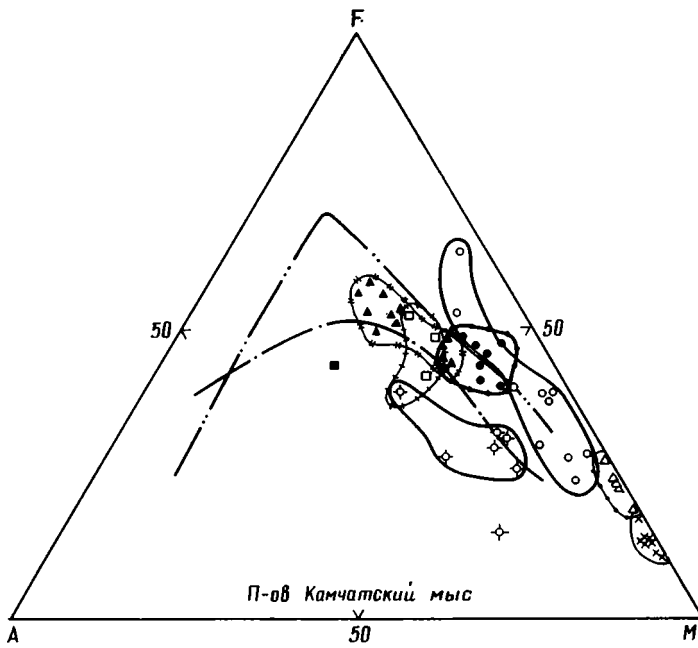


Рис. 3(1)

габбро, слагают низы этих разрезов. Верхнюю часть разрезов образуют метабазальты, метадиабазы и амфиболовые габбро. Среди них в резко подчиненном количестве встречаются штокообразные тела гранодиоритов, кварцевых диоритов и тоналитов. Венчается разрез пиллоу-лавами базальтов, кремнистыми и кремнисто-терригенными породами. В разрезах офиолитов Хан-Тайшира в Монголии (Зоненшайн, Кузьмин, устное сообщение) плагиогранитных пород не наблюдается. Однако резко выраженный феррогаббровый тип дифференциации габброидов и

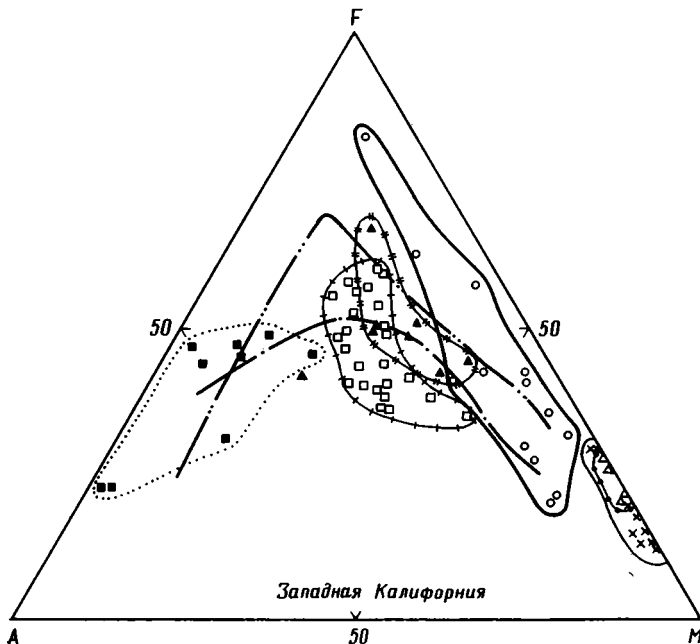


Рис. 3. Диаграммы AFM для офиолитовых ассоциаций с контрастными сериями феррогаббрового и плагногранитного рядов. Усл. обозн. см. рис. 1

базальтов, а также наличие метапород позволяют отнести офиолиты Хан-Тайшира к описываемому типу.

В разрезах п-ова Камчатского мыса (Марков и др., 1972) этим сериям предшествует комплекс многочисленных пластовых тел базальтов и диабазов, являющийся, вероятно, аналогом комплекса параллельных даек в разрезах офиолитовых ассоциаций.

Особенностью химизма офиолитов данного типа является присутствие среди них контрастных серий феррогаббрового и плагногранитного рядов и отсутствие щелочной тенденции дифференциации в полосчатом комплексе (рис. 3). Для офиолитов описываемого типа характерна (Камчатский мыс, Калифорния и др.) постоянная пространственная сближенность с дунит-гарцбургитовыми массивами, которые, однако, от них структурно оторваны; последние являются главной составной частью офиолитов четвертого типа, где они ассоциируют с габбро-амфиболитами.

Породы с феррогаббровой тенденцией развития резко преобладают в офиолитах третьего типа и представлены ультрабазитами, габброидами и базальтами. Составы этих пород выражены на диаграмме AFM в виде трех дифференцированных серий, характеризующихся повторяющейся в каждой из них направленностью развития составов исключительно в сторону накопления железа при относительном постоянстве щелочей. При этом основность плагноклаза во всех дифференциатах этих серий остается постоянной вплоть до высокожелезистых разностей пород. Появление же среди них типов пород с относительно более высоким содержанием щелочей, как это наблюдается в офиолитах п-ова Камчатского мыса, скорее всего связано с процессами метаморфизма, приводящими к появлению амфибола и более кислого плагноклаза.

Породы плагногранитного ряда в составе этих комплексов имеют подчиненное значение и представлены кварцевыми диоритами, тоналитами и гранофирами, образующими на диаграмме AFM обособленное поле в левом нижнем углу диаграммы.

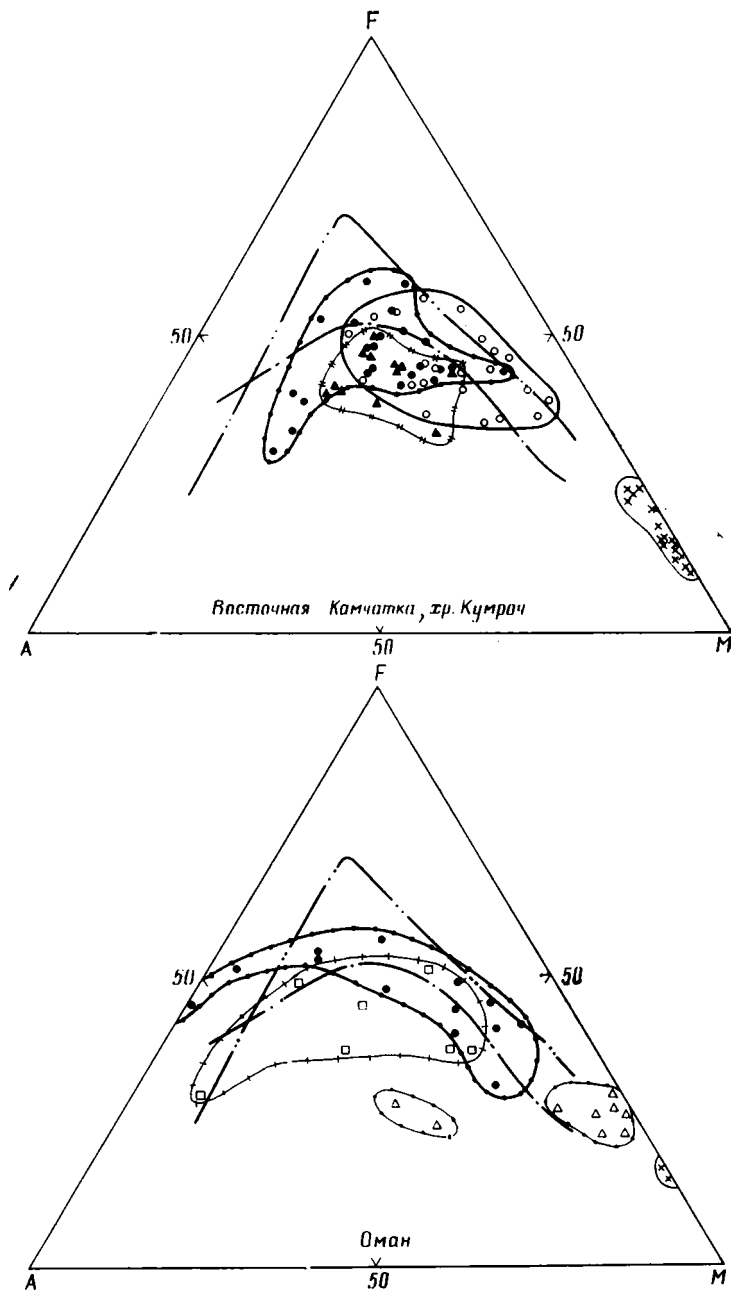


Рис. 4. Диаграммы AFM дифференцированных офиолитовых ассоциаций со щелочной тенденцией эволюции составов. Усл. обозн. см. рис. 1

4. Дифференцированные офиолитовые ассоциации со щелочной тенденцией эволюции составов. Среди пород офиолитовой ассоциации комплексы этого типа как по характеру разрезов, так и структурному положению и более молодому возрасту занимают особое положение. Поэтому они, вероятно, локализируются в зонах вторичного растяжения земной коры (хр. Курич, п-ов Тайгонос (Некрасов, 1976; Марков и др., 1973)). К этому же петрохимическому типу

относятся офиолиты Омана (Glennie et al., 1974), массива Озрен (Pamić, 1971) в динаридах Югославии и др. Петрохимические особенности этого типа офиолитов позволяют предположить их, вероятно, более глубинное происхождение и относительно более короткую, чем в других типах офиолитов, историю развития (рис. 4).

Разрез комплексов этого типа значительно отличается от ранее описанных. Нижнюю часть его слагают дуниты и перидотиты; среди последних наряду с гарцбургитами значительное место в разрезах принадлежит лерцолитам и верлитам. Выше располагаются чередующиеся между собой ультрабазиты, амфиболиты, гранатовые амфиболиты, гранат-пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и разнообразные габброиды. Последние вверх по разрезу сменяются габбро-диабазами и диабазами, содержащими ксенолиты метаморфических пород из ниже лежащих частей разреза. Венчается разрез вулканогенными толщами, состоящими преимущественно из субщелочных базальтов и андезитобазальтов и зачастую пространственно разобщенными от собственно офиолитов.

Несколько отличается от этого типового разреза последовательность в офиолитах Омана. Выше ультрабазитов здесь располагается полосчатый ультрабазит-габбровый комплекс, резко сменяющийся амфиболовыми габбро и габбро-диабазами. Метаморфические породы, столь характерные для других массивов, здесь отсутствуют. Однако петрографическое описание пород этого разреза (Glennie et al., 1974) позволяет считать, что некоторые типы пород верхней части его преобразованы метаморфическими процессами.

Данный тип офиолитовой ассоциации характеризуется принадлежностью всех типов почти исключительно к щелочной линии дифференциации составов, а также прогрессивным увеличением относительной щелочности пород вверх по разрезу. При этом в Омани нарастание общей щелочности от ультрабазитов к полосчатому комплексу и затем амфиболовым габбро происходит скачком, в амфиболовых же габбро и базальтах — постепенно. В Кротонском массиве хр. Кумроч на Камчатке увеличение щелочности в габброидах, амфиболитах и базальтах вверх по разрезу происходит постепенно и составы их перекрывают друг друга.

Таким образом, отчетливо видно, что разрезы офиолитов континентов и островных дуг не одинаковы. По петрохимическим особенностям здесь удалось выделить по крайней мере четыре типа офиолитовых ассоциаций. Как отмечалось, ранее предпринимались попытки дать петрохимическую классификацию офиолитов и выяснить ее тектоническую природу (Добрецов, 1974; Rocci et al., 1975; Miyashiro, 1975). Однако высказанные в ряде случаев предположения оказывались не достаточно убедительными. Прежде чем обсуждать проблему тектонического положения различных типов офиолитовых комплексов континентов, необходимо, как нам представляется, рассмотреть особенности состава магматических пород океанов.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОКЕАНОВ

Представление об аналогии разрезов офиолитов и пород океанской коры базируется на двух основных аргументах. С одной стороны, это данные о том, что в строении фундамента океанского дна участвуют разновидности пород, типичные для офиолитовых ассоциаций, а с другой — данные геофизики о стратификации разреза океанической коры, при которой отдельным горизонтам приписывается определенный вещественный состав. Что касается петрографического сходства сопоставляемых разрезов, то необходимо отметить, что в последние годы получены новые результаты, все более подтверждающие сложившееся мнение. Сейчас уже установлено, что среди пород океанского дна

помимо главных типов ультрабазитов, габбро и базальтов развиты также редкие, но весьма специфические для офиолитов, типы пород, такие, как родингиты (Hopppez, Kirst, 1975), хромититы (Чернышова и др., 1972), плагиограниты (Engel, Fisher, 1975) и т. п.

Сложнее обстоит дело с вопросом о положении тех или иных пород в разрезе и об основных этапах формирования этого комплекса пород. Существующие в мировой литературе данные относительно абсолютного возраста пород океанского дна отрывочны и зачастую противоречивы. Многие типы пород, в частности габброиды и серпентинизированные перидотиты, обладают весьма широким диапазоном физических свойств, что не позволяет однозначно интерпретировать результаты геофизических наблюдений. Скважинами глубоководного бурения к настоящему времени изучена только верхняя часть разреза, и поэтому о строении и составе более глубоких его частей можно судить лишь косвенным образом, используя данные по петрографии пород и приуроченности их обнажений к тем или иным геолого-структурным элементам дна океана.

Как показали результаты многочисленных драгировок и глубоководного бурения, в строении верхних горизонтов океанической коры, залегающих непосредственно под осадочным чехлом, доминирующая роль несомненно принадлежит базальтам. Судя по совокупности наблюдаемых признаков, эти породы в большинстве случаев образуют потоки подушечных лав — продукты подводной эффузивной деятельности. Значительно реже их можно отнести к гипабиссальным интрузивным образованиям. Данные палеонтологических определений возраста перекрывающих осадков позволили установить, что во всех известных случаях наиболее древние базальтовые излияния на территории современных океанов происходили в средней — верхней юре и что возраст их, как правило, уменьшается в направлении от периферических областей океанского ложа к срединно-океаническим хребтам.

Две другие группы наиболее распространенных пород океанского дна — ультрабазиты и габброиды имеют ряд общих особенностей и большей частью были встречены в пределах одних и тех же обнажений. В срединно-океанических хребтах выходы этих пород преимущественно развиты на крутых склонах зон трансформных разломов и рифтовых ущелий, однако известны они и на гребнях гряд, обрамляющих депрессию осевой части хребтов (Дмитриев, Шараськин, 1972; Aumento, Loubat, 1971). Все известные обнажения габброидов и ультрабазитов в пределах океанических плит также связаны со структурами, в формировании которых большую роль играли процессы тектогенеза. В этих регионах данные породы приурочены либо к зонам разломов, обрамляющих различного рода поднятия, либо к тектоническим уступам, осложняющим прогибы глубоководных желобов.

Характерными особенностями океанических габбро и ультрабазитов являются признаки их динамометаморфических преобразований и развитие в них вторичных минеральных парагенезисов, отвечающих амфиболитовой, зеленосланцевой и цеолитовой фациям метаморфизма. Эти признаки в сочетании с приуроченностью к зонам тектонических нарушений позволяют предполагать, что данные породы характеризуют глубинные слои океанической коры и, вероятно, верхние горизонты мантии и что их перемещение в верхние структурные этажи было связано либо с блоковыми поднятиями, либо с образованием протрузий, тектонических чешуй или геологических тел типа меланжа.

Аллохтонный характер залегания габбро-ультрабазитовых масс и отсутствие возрастных определений не позволяют в настоящее время дать геологически обоснованное расчленение этого комплекса и четко определить взаимоотношения входящих в него пород. В связи с этим одни исследователи предполагают исключительно мантийное происхождение океанических ультрабазитов (Удинцев, Чернышова, 1965; Удин-

цев, Дмитриев, 1972; Aumento, Loubat, 1971), другие считают, что обе группы пород представляют собой комплексы расслоенных интрузий основной магмы (Melson, Thompson, 1970; Fisher, Engel, 1969). Соотношения этих пород с другими частями разреза океанической коры также противоречивы. С одной стороны, были установлены факты их непосредственного залегания под слоем осадков и свежих базальтовых лав (Melson et al., 1975), с другой — есть основания полагать, что в более полных разрезах между ними и базальтами располагается промежуточ-

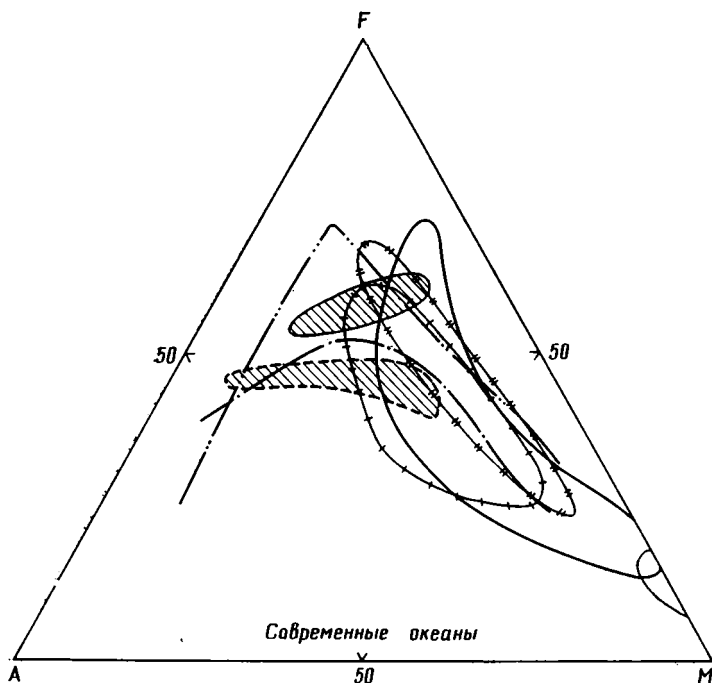


Рис. 5. Диаграмма AFM магматических пород современных океанов.

Усл. обозн. см. рис. 1

Для составления диаграммы было использовано следующее количество анализов: ультрабазитов 130, габбро 65, измененных (метаморфизованные) базальтов 98; неизмененных (свежие) базальтов 200; амфиболовых базальтов и амфиболитов 9; андезитов-базальтов Восточно-Индийского хребта 15

ная толща зеленокаменных эффузивов (Melson et al., 1968). Еще менее определенным является вопрос о геологическом положении остальных, более редких типов пород океанского дна, все единичные находки которых до сих пор были получены только методом драгирования.

Приведенный краткий обзор данных по офиолитам океанической коры показывает, что многие детали ее строения продолжают оставаться неясными. Поэтому петрохимические особенности пород в настоящий момент могут быть рассмотрены только в общем виде, без того детального расчленения на определенные возрастные группы или типы, которое возможно в разрезах наземных офиолитовых ассоциаций.

За период с 1965 г. по настоящее время в литературе было опубликовано более 400 анализов океанических базальтов, около 200 анализов ультрабазитов и свыше 60 анализов пород группы габбро. Несколько хуже охарактеризованы океанические андезиты, гранитоиды и другие мало распространенные типы пород. Обобщение этих данных на диаграмме AFM (рис. 5) позволяет выявить ряд характерных особенностей химизма рассматриваемых пород.

Прежде всего следует отметить, что вопреки распространенному мнению океанические базальты имеют весьма широкие вариации составов. Так, например, неизменные породы этой группы образуют на диаграмме узкое, но достаточно протяженное поле, вытянутое вдоль хорошо известного толентового тренда дифференциации. Интересно, что несмотря на некоторые различия в степени дифференцированности пород из различных регионов, большая их часть располагается в центральной области поля, и в целом не удается установить никаких различий в составах базальтов в зависимости от их возраста и пространственного положения.

Еще более значительны вариации составов базальтов, измененных в результате гальмиролиза, постмагматических процессов и зеленокаменного метаморфизма. В связи с тем, что составы этих пород в значительной мере перекрываются друг с другом, на диаграмме они объединены в одну группу. Как видно из диаграммы, измененные базальты, с одной стороны, отражают особенности химизма исходных пород и частично перекрывают поле их составов. Но одновременно с этим все они заметно смещены в область более высоких концентраций щелочей. Следует отметить, что если в случае гальмиролиза щелочи явно поступали из морской воды, то в зеленокаменных породах их источник может иметь иную, ювенильную природу (Гриненко и др., 1975).

Резко иные по составам эффузивы были обнаружены при бурении к северу от островов Рождества в Индийском океане (скв. 211) и на Восточно-Индийском хребте (скв. 214) (Hekinian, 1971). В первом случае были пробурены диабазовый силл и потоки амфиболовых базальтов, которые, как видно из диаграммы, имеют явно щелочной характер, отражающий, по мнению Р. Хекиниана, особенность химизма родоначальной магмы. На Восточно-Индийском хребте скважиной были вскрыты дифференцированные, обогащенные железом базальты и породы, получившие название океанических андезитов. Эти результаты показывают, что наряду с доминирующими толитами определенную роль в строении океанической коры могут играть также щелочноземельные и щелочные серии пород. Учитывая результаты исследования подводных гор и гайотов (Hekinian, 1971), можно считать, что такие серии наиболее развиты в областях океанического дна, осложненных вулканогенными поднятиями. На диаграмме породы этих серий занимают довольно обширную область, совпадающую с общим полем составов вулканических серий внутриокеанических островов.

Среди габброидов океанского дна обнаружена широкая гамма пород, включающая наряду с нормальными и двупироксеновыми габбро также анортозиты, троктолиты и породы, обогащенные роговой обманкой и титаномагнетитом. Сложность геологической истории формирования габброидов, устанавливаемая на основании данных минералогии и петрографии, отразилась и на их химических составах, меняющихся в весьма широком диапазоне. На диаграмме AFM значительная часть пород этой группы располагается вдоль толентового и щелочноземельного трендов дифференциации, повторяя тенденцию, типичную для пород базальтового ряда. Эти особенности химизма тех и других пород, несомненно, обусловлены процессами дифференциации магм толентового и щелочноземельного состава, которые в случае формирования интрузивных тел протекали значительно интенсивнее, приводя к образованию высокомагнезиальных кумулятов, богатых оливином (группа оливиновых габбро-норитов и троктолитов).

Титаномагнетитовые габбро, составы которых располагаются в верхнем углу диаграммы, вероятно, имеют двойственную природу, так как в определенных условиях накопление железа является прямым следствием магматической дифференциации (Wager, Mitchell, 1951), и в то же время не исключено, что высокие концентрации этого компонента

могут возникать и вследствие рудного метасоматоза на постмагматической стадии.

Среди габброидов океанского дна со средними величинами отношений магния к железу присутствуют породы, заметно обогащенные щелочами. Пока породы такого состава были обнаружены только в экваториальной области Срединно-Атлантического хребта, и роль их в целом остается неясной. Тем не менее находки этих пород еще раз подчеркивают, что базитовый магматизм океанского дна не ограничивается одной только толентовой линией развития.

Вопрос о петрохимических связях гранитоидных пород, которые были обнаружены в Срединно-Атлантическом и Индоокеанском (Engel, Fisher, 1975) хребтах, с остальными сериями пород океанского дна остается открытым, так как находки каких-либо промежуточных разновидностей пока неизвестны. Возможно, что они сопряжены с областями развития анортозитовой тенденции в габброидной части разреза. Дело в том, что океанские анортозиты были обнаружены в тех же районах, что и гранитоиды, а на диаграмме AFM обе эти группы пород занимают пространственно сближенные области в левом нижнем углу диаграммы.

Океанические типы ультрабазитов представлены главным образом серпентинизированными гарцбургитами и лерцолитами, хотя известны единичные находки и таких пород, как дуниты, плагиоклазовые перидотиты (Чернышова и др., 1972) и пироксениты (Hekinian, 1970). Петрохимические особенности этих пород детально рассматривались в работах Л. В. Дмитриева (1969, 1973), который считает, что составы океанических ультрабазитов и базальтов комплементарны. Положение рассматриваемых пород на тройной диаграмме в принципе не противоречит такой трактовке, но само по себе не является ее доказательством. Дело в том, что большинство ультраосновных пород самых различных природных ассоциаций имеет очень близкие соотношения щелочей, железа и магния и соответственно занимает на диаграмме крайне ограниченную по площади область.

Таким образом, приведенные данные по петрохимии пород океанского дна показывают, что в составе океанических комплексов присутствует несколько типов рассмотренных выше офиолитовых ассоциаций континентов. Это отчетливо видно из приведенной диаграммы (рис. 5).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные особенности петрохимии пород офиолитовых ассоциаций различных районов и изверженных пород современных океанов показывают значительно более сложный характер их развития, чем это представлялось ранее. Эта сложность заключается прежде всего в том, что наряду с доминирующими породами толентовой серии во всех разрезах офиолитов в той или иной мере проявляются тенденции развития пород щелочного и щелочноземельного ряда. Эти тенденции могут проявляться уже на ранних этапах формирования офиолитового разреза (в габброидной его части) и в ряде случаев определяют весь дальнейший характер петрохимической эволюции всего комплекса пород.

Несомненно, вопрос о том, с чем связано возникновение отклонений от толентовой линии развития, представляет собой сложную и недостаточно изученную проблему. В настоящий момент может быть предложено несколько вариантов, объясняющих данное явление.

Традиционной является точка зрения, высказанная рядом исследователей, которые полагают, что обогащение щелочами пород океанской коры происходит в результате их взаимодействия с морской водой при дальнейших метаморфических преобразованиях (Miyashiro, 1975; и др.). Такая закономерность действительно установлена для гальмиролизиро-

ванных, цеолитизированных и зеленокаменно перерожденных толейтов океанского дна. Накопление щелочей в этом случае, с одной стороны, связано с их сорбцией глинистыми минералами, образующимися при подводном выветривании, а с другой — обусловлено фиксацией натрия в целом ряде минералов цеолитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. Однако данный подход решает проблему только частично и неприменим при объяснении генезиса неизмененных пород, обогащенных щелочами, например, таких, как амфиболовые базальты и андезитобазальты Восточно-Индийского хребта.

Другое возможное объяснение заключается в том, что офиолитовые ассоциации представляют собой не единую комагматичную серию пород, а образовались в результате нескольких разновременных циклов магматизма. Такая трактовка в принципе хорошо согласуется с данными о резко различном возрасте отдельных членов некоторых офиолитовых разрезов, которые были приведены в ряде работ (Книппер, 1975; Марков, 1975). В этом случае сочетание различных серий пород и степень их дифференцированности будут зависеть от таких факторов, как геохимическая эволюция мантийного источника, глубина зарождения магматического очага, изменение физико-химических условий в процессе его развития и, наконец, тектонические особенности района, в пределах которого развивалась магматическая деятельность.

Несомненно, что все эти факторы имеют достаточно сложную причинную и временную взаимосвязь, которая в каждом конкретном случае может иметь те или иные специфические закономерности. В связи с этим особый интерес представляет проблема корреляции разных типов офиолитовых ассоциаций с тектоническими условиями их образования. Как уже отмечалось, в настоящее время наметилась тенденция классифицировать офиолитовые ассоциации складчатых областей, исходя из принципов геолого-структурного и тектонического районирования современных океанов. Проведенный нами анализ существующего фактического материала показывает, что этот вопрос пока не может быть решен однозначно.

В самом деле, например, на Восточной Камчатке, которая представляет собой типичную островную дугу в относительно зрелой стадии развития, мы встречаем офиолитовые ассоциации с контрастными сериями (3-й тип, п-ов Камчатского мыса) и с дифференцированными комплексами со щелочной тенденцией развития составов (4-й тип, хр. Кумроч). Если, исходя из геологических особенностей района, предположить, что последний тип характерен для зон вторичного растяжения в тыловой части островных дуг, то в офиолитах Омана, которые относятся к этому же петрохимическому типу, мы увидим его в ситуации, которая по тектоническим особенностям более всего соответствует условиям континентальной окраины атлантического типа. Можно привести еще целый ряд аналогичных примеров, которые показывают, что тектоническая типизация выделяемых петрохимических типов офиолитов сложна и не решается так просто, как это хотелось бы многим из нас.

Литература

- Гриненко В. А., Дмитриев Л. В., Мигдисов А. А., Шараськин А. Я. Содержания и изотопный состав серы в магматических и метаморфических породах срединно-океанических хребтов. — *Геохимия*, 1975, № 2.
- Дмитриев Л. В. К вопросу о происхождении ультраосновных пород рифтовой зоны Индоокеанского хребта. — *Геохимия*, 1969, № 10.
- Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Автореф. докт. дис., ГЕОХИ АН СССР, 1973.
- Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я. Петрография и петрохимия коренных пород Аравийско-Индийского хребта. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. 2. М., «Наука», 1972.
- Добрецов Н. Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 6.

- Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М., «Наука», 1975.
- Марков М. С.* Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975.
- Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю.* Фундамент меловой геосинклинали на п-ове Камчатского мыса (Восточная Камчатка).— Геотектоника, 1972, № 4.
- Марков М. С., Богданов Н. А., Колосков А. В., Некрасов Г. Е., Пополитов Э. И., Разницын Ю. Н., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю.* Фундамент островных дуг и эвгеосинклиналей Северо-Востока Азии.— В кн.: Междунар. симпоз. «Офиолиты в земной коре». Тез. докл. М., 1973.
- Мурс Э. М., Вайн Ф. Дж.* Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океанов. М., «Мир», 1973.
- Некрасов Г. Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М., «Наука», 1976.
- Удинцев Г. Б., Чернышова В. И.* Образцы пород верхней мантии Земли из рифтовой зоны Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 5.
- Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В.* Ультраосновные породы дна океана и место среди них гипербазитов рифтовых зон.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон мирового океана, т. 1. М., «Наука», 1972.
- Чернышова В. И., Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б.* Геолого-петрографическое описание коренных пород.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон мирового океана, т. 1. М., «Наука», 1972.
- Aumento F., Loubat H.* The Mid-Atlantic ridge near 45° N. XVI. Serpentinized ultramafic intrusions.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1971, v. 8.
- Bailey E. H., Blake M. C., Jr.* Major chemical characteristics of Mesozoic Coast Range Ophiolite in California.— *J. Res. U. S. Geol. Surv.*, 1974, v. 2, No. 6.
- Brunn J. H.* Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique.— *Rev. géogr. phys.*, 1960, sér. 2, v. 8, fasc. 3.
- Davies H. L.* Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust.— *Bur. mineral Res., Geol. and Geoph. Australia*, 1971, Bull., No. 128.
- Engel C. G., Fisher R. L.* Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean ridge system, western Indian Ocean.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1975, v. 86, No. 11.
- Fisher R. L., Engel C. G.* Ultramafic and basaltic rocks dredged from the nearshore flank of the Tonga trench.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80.
- Glennie K. W., Bocuf M. G. A., Highes Clarke M. W., Moody-Stuart M., Pilaar W. F. H., Reinhardt B. M.* Geology of Oman mountains.— *Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands geologisch mijnbouwkundig Genootschap.*, 1974, Deel. 31.
- Hekinian R.* Gabbro and pyroxenite from a deep-sea core in the Indian Ocean.— *Marine Geol.*, 1970, v. 9.
- Hekinian R.* Chemical and mineralogical differences between abyssal hill basalts and ridge tholeites in the eastern Pacific Ocean.— *Marine Geol.*, 1971, v. 11.
- Honnorez I., Kirst P.* Petrology of rodingites from the equatorial Mid-Atlantic fracture zones and their geotectonic significance.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1975, v. 49.
- Irvine T. N., Findlay T. C.* Alpine-type peridotite with particular reference to the Bay of Islands igneous complex.— *Canada Dept. Energy, Mines and Resources Earth's Physics Br. Pub.*, 1972, v. 42, No. 3.
- Melson W. G., Thompson G., Van Andel Tj. H.* Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22° north latitude.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73.
- Melson W. G., Thompson G.* Layered basic complex in oceanic crust, Romche fracture, equatorial Atlantic Ocean.— *Science*, 1970, v. 168.
- Melson W. G., Aumento F., Ade-Hall J. M., Bougault H., Dmitriev L., Fisher J. F., Flower M., Howe R. C., Hyndman R. D., Miles G. A., Robinson P. T., Wright T. L.* Deep-Sea Drilling Project Leg. 37.— *Geotimes*, 1975, v. 19, pt. 12.
- Miyashiro A.* Classification, Characteristics and Origin of ophiolites.— *J. Geol.*, 1975, v. 83.
- Moore E. M.* Petrology and structure of the Vourinos Ophiolitic Complex of Northern Greece.— *Geol. Soc. Amer.*, 1969, special paper 118.
- Pamić J. J.* Some Petrological Features of Bosnian Peridotite-Gabbro Complexes in the Dinarid Zone of Yugoslavia.— *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 1971, No. 15.
- Rocci G., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M.* La dualité des ophiolites téthysiennes.— *Pétrologie*, 1975, No. 2.
- Wager L. R., Mitchell R. L.* The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma — a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland.— *Géochim. et cosmochim. acta*, 1951, v. 1, No. 3.
- Williams H., Malpas H.* Sheeted dikes and brecciated dike rocks within transported igneous complexes, Bay of Islands, Western Newfoundland.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1972, v. 9, No. 9.

УДК 551.24+552.11

Т. П. ТАЙЕР

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ СТРУКТУРНОГО ПОЛОЖЕНИЯ СЕРИИ ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ДАЕК В ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ

Описаны параллельные дайки в различных офиолитовых комплексах, рассмотрены их соотношения. Предлагаются различные модели формирования этих пород.

ВВЕДЕНИЕ

Серия базальтовых параллельных даек, состоящая из тысячи интрузивных тел, сейчас рассматривается многими геологами как неотъемлемая часть в строении офиолитового комплекса (Church, 1972; Anopoulos, 1972). Дайки меняются по ширине от 30 см до 5 м и обычно несут контактовые изменения. На рис. 1 серия параллельных даек интерпретируется как протяженный слой даек между габбро и массивными диабазами или шаровыми базальтами. Дайки прослеживаются вниз по разрезу в габбро и контактово метаморфизуют их. По направлению вверх по разрезу количество даек быстро сокращается и они прерываются под подошвой широко распространенного покрова базальтов.

На Кипре И. Гасс (Gass, 1967, стр. 124) выделил два основных типа даек, «среди которых одни в целом связаны с офиолитами, а другие являются подводными каналами к перекрывающей их серии шаровых лав». И. Гасс (Gass, 1968, стр. 40) отметил, что «пластовые диабазы» на расстоянии около 100 км прорваны 48 000 почти параллельных даек, ориентированных вертикально к «пласту», и он высказал предположение, что растяжение коры было эквивалентно им по площади. Серии параллельных даек, ассоциирующих с офиолитовым комплексом, были описаны в Ньюфаундленде (Church, 1972; Upadhyay, Dewey, Neale, 1971, и др.), в Омане (Reinhardt, 1969) и в Турции (Vuagnat, Cogulu, 1968; Ragot). Хотя большая часть параллельных даек связана с перекрывающими их вулканическими породами, соотношение даек и магматических пород офиолитового комплекса остается неясным и имеет противоречивое толкование. Однако дайковые серии могут играть важную роль в сопоставлениях и интерпретации структурной и петрологической эволюции океанической коры и верхней мантии. Я уверен, сложность строения и условия образования серии параллельных даек как с петрологической, так и со структурной точки зрения привлекут к себе внимание еще многих геологов.

Близкие структурные связи между базальтовыми дайками и обогащенными натрием кислыми породами, которые выделяются в группу под названием плагиогранитов, впервые были установлены в комплексе горы Каньон в Орегоне Г. Р. Химмелбергом и автором в 1966 г. С этого времени, анализируя опубликованные работы и в результате личных наблюдений, автором было установлено, что по крайней мере в 12 районах распространения офиолитового комплекса, вероятно, наблюдаются подобные соотношения. Идеи, которые предлагаются ниже, обсужда-

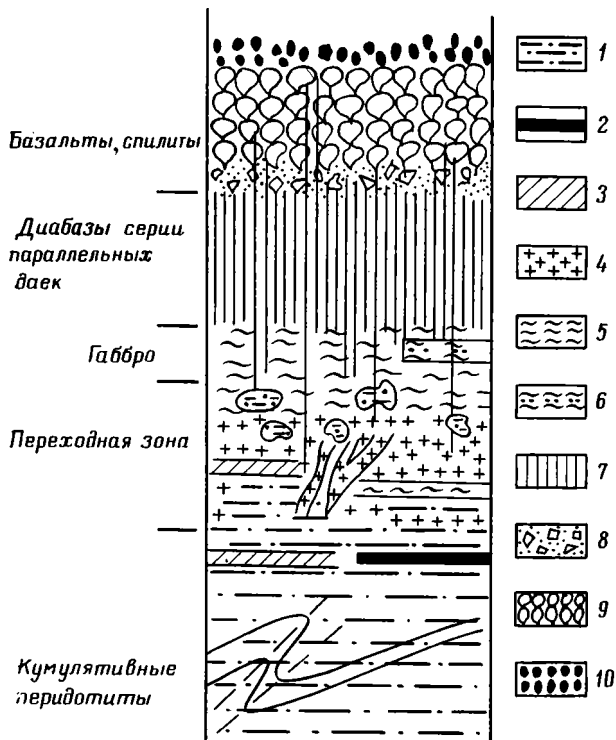


Рис. 1. Верхняя часть сводного разреза офиолитов, построенного по данным из трех районов Ньюфаундленда (по W. Church, 1972)

1 — дуниты и гарцбургиты; 2 — хромиты; 3 — верциты и клинопироксениты; 4 — серые пироксениты; 5 — габбро; 6 — кварцевые диориты; 7 — параллельные диабазы; 8 — брекчиевидные шаровые лавы; 9 — шаровые лавы; 10 — осадочные породы

лись на нескольких конференциях, а также с сотрудниками Геологической службы США П. У. Гюлдом, С. Е. Брауном и М. К. Блейком, познакомившимися с текстом данной работы.

СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ДИАБАЗОВЫХ ДАЕК И ГАББРО

Соотношение параллельных даек и габбро даже в простейших случаях не было достаточно полно изучено и поэтому до конца не понято. В комплексе Бей-оф-Айлендс на Ньюфаундленде Х. Вильямсом и Дж. Малпасом (Williams, Malpas, 1972) была дана общая картина соотношения параллельных даек и габбро (см. рис. 2), которая, как они сами отмечают, вызвала у них замешательство. В письме Х. Вильямс (устное сообщение, 1973) отмечает: «Одно мне продолжает оставаться неясным в Бей-оф-Айлендсе — если габбро и шаровые лавы сменяли непосредственно друг друга, то какова была природа контакта между ними? Если дайки одновозрастны с шаровыми лавами и прорывают габброиды, то шаровые лавы, которые несогласно перекрывают габбро, не должны прорываться дайками... Габбро было полнокристаллическим и застывшим в то время, когда оно интродировалось дайками».

На упрощенной схеме У. Черча (Church, 1972; см. рис. 1), так же как на сходной с ней схеме Э. Мурза и Ф. Вайна (Mooges, Vine, 1971, стр. 462), для массива Тродос пропущены две важные особенности их

петрологического соотношения. Если дайки образуют закалку в подстилающих слоистых габбро, то они не могли быть дериватами последних. Если они внедряются в габброиды из более нижних слоев, как это было описано и установлено, то такой комплекс не мог бы проникнуть сквозь них, не нарушив нижележащего слоя. Как же они возникли там, где их сейчас находят?

Х. Вильямс и Дж. Малпас (Williams, Malpas, 1972) описывают соотношение между вулканическими породами, включая параллельные дайки и изверженные образования в одном из участков выхода комплекса Бей-оф-Айлендс (см. рис. 2), где полностью, по их мнению, представлена офиолитовая ассоциация, и подчеркивают следующее (стр. 1220—1223): «Массив Блоу-ми-Даун включает все типы пород, которые обычно встречаются в офиолитовой ассоциации. Ультраосновные породы залегают в основании разреза и переслаиваются в контактовой зоне с перекрывающими их габброидными образованиями. Основные

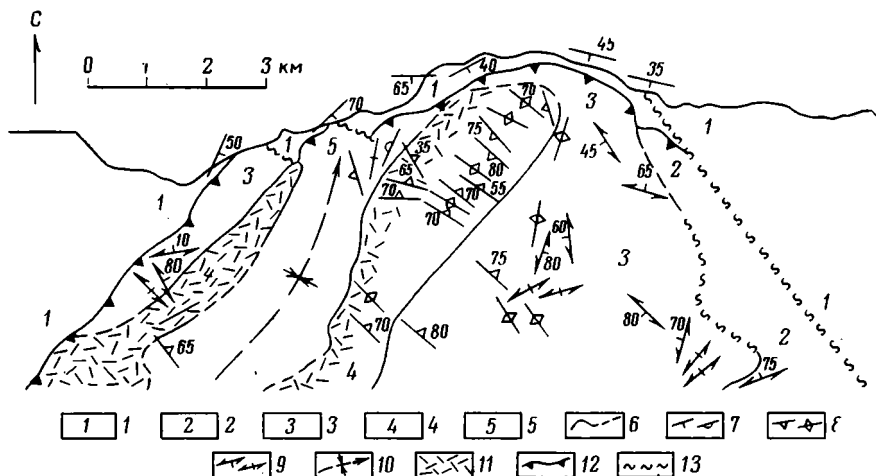


Рис. 2. Геологическая карта северной части горы Блоу-ми-Даун, комплекс Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд (по Williams, Malpas, 1972)

Формации Блоу-ми-Даун-Брук: 1 — граувакки и аркозовые песчаники. Комплекс Бей-оф-Айлендс; 2 — ультраосновные породы; 3 — габброиды; 4 — параллельные дайки и брекчи; 5 — основные шаровые лавы и брекчи.

Структурные обозн.: 6 — геологические границы (установленные, предполагаемые); 7 — падение слоев (установленное, предполагаемое); 8 — падение даек (наклонное, вертикальное); 9 — слоистость в изверженных породах (наклонная, вертикальная); 10 — оси синклиналей с изгибами; 11 — брекчированность в дайковом комплексе; 12 — тектоническая граница в основании комплекса Бей-оф-Айлендс; 13 — крутые разломы

дайки впервые встречаются в габбро, которые они перекрывают, и далее вверх по разрезу их количество резко возрастает; они образуют слой, на 100% состоящий из параллельных даек. Дайки сменяются залегающими выше основными шаровыми лавами и местами прорывают последние, проникая далеко вверх в разрез вулканических пород.

Картирование горизонтов... показывает, что плутон в целом образует синклиналиную структуру северо-восточного простирания с субгоризонтальным положением оси этой складки... Параллельные дайки и брекчированные дайковые породы обнажаются на обоих центроклинальных замыканиях синклинали, где они подстилаются габбро и перекрываются вулканическими образованиями. На восточном замыкании синклинали дайки имеют северо-западное простирание и полого наклонены на северо-восток или юго-запад. Они ориентированы обычно под прямым углом как к оси синклинали, так и к простиранию контактов между

главными слоями пород, слагающими массив. На западном замыкании синклинали дайки в большинстве случаев брекчированы и их первичная ориентировка нарушена. Дайковый комплекс в восточном замыкании синклинали, который имеет по меньшей мере около 1,5 км в ширину, может быть прослежен почти на 9,6 км в направлении, перпендикулярном к простиранию даек. Изучение карт, снятых несколько лет тому назад, позволяет предположить, что и по направлению на юг дайковый комплекс прослеживается почти на 8 км.

Параллельные дайки... сложены среднезернистыми массивными породами, которые обычно имеют равностороннюю текстуру. Они изменяются по ширине от одного фута до нескольких футов (местами несколько больше) и могут быть прослежены от нескольких десятков до сотен футов по простиранию. Зона обжига изменчива в большинстве обнажений. Она изменяется по ширине от нескольких дюймов до фута и представлена изменением зернистости пород от среднезернистых до тонкозернистых и афанитовых разновидностей вблизи контакта».

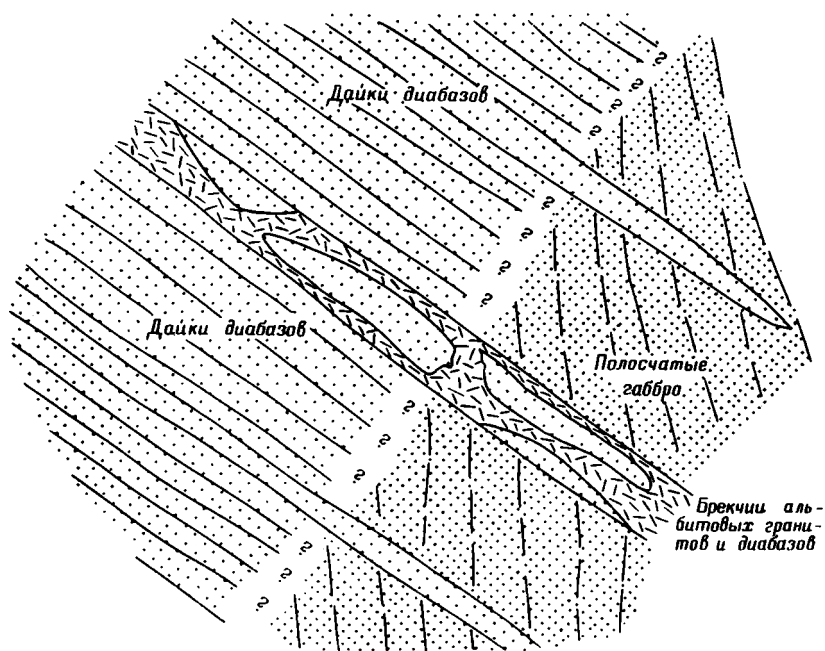


Рис. 3. Схема структурных соотношений между дайками диабазов, альбитовых гранитов и слоистыми габбро. Мощность даек меняется от 0,25 до 3 м

Контакт между главными типами параллельных даек и габбро в связи с проблемами объема и места, к сожалению, не рассматривается Х. Вильямсом и Дж. Малпасом, хотя он самым серьезным образом влияет на интерпретацию их структурных соотношений. Основы этой проблемы в деталях продемонстрированы на рис. 3. А она очень важна в связи с тем, что дайки сейчас образуют сплошной слой и расположены плотно одна к другой, перекрываясь базальтами, причем интрузивные дайки диабазов составляют 90 или более процентов внутри дайкового комплекса.

В пределах слоя габбро, однако, обнаруживается обратное соотношение между дайками и вмещающими породами, и дайки, которые их прорывают, составляют от 0 до 10—15%. Контакт между дайками, которые проходят сквозь весь слой габбро, и вмещающими породами весьма сложный. Габбро не представляют собой интрузию, потому что несут

следы метаморфизма или кумулятивные структуры додайкового возраста. Контакт в той или иной степени должен быть приурочен к основным тектоническим зонам, образовавшимся уже ко времени внедрения если не всех, то по крайней мере последних даек. Интенсивное брекчирование даек и других пород, особенно вдоль контактовых зон, способствует этой трактовке.

«Брекчированные породы даек по меньшей мере так же широко распространены, как и параллельные дайки в пределах комплекса Бей-оф-Айлендс, и брекчированные дайки более часто встречаются, чем массивные дайки в комплексе Литтл-Порт... Брекчированность часто встречается в параллельных дайках, хотя она обычна для этих тел ниже по разрезу, в офиолитовой толще комплекса Бей-оф-Айлендс. Создается впечатление, что брекчирование, которое часто сопровождает дайковые формы в пределах комплекса Литтл-Порт, особенно характерно вдоль контактов слоистых габбро и вулканических пород или смятых гранитов и эффузивов. Точное время образования брекчий остается неясным, но оно близко с периодом формирования всей формации перемещенных интрузивных пород Бей-оф-Айлендс, и можно предположить, что играет важную роль в развитии офиолитовой ассоциации в целом. Они могут служить очень удобным полевым маркером для выделения пород, которые формировались в результате (или были вовлечены в процесс) образования океанической коры» (Williams, Malpas, 1972, стр. 1220).

Там же Х. Вильямс и Дж. Малпас (стр. 1225) приходят к следующему заключению: «Нет никаких указаний на то, что брекчиевидность дайковых пород (или сходных с ними образований) произошла в результате деформаций или в процессе перемещения комплекса. Распространение этого явления, главным образом среди дайковых пород офиолитового разреза и притом повсеместное, позволяет предполагать их генетическую связь с формированием офиолитов. Основная масса (или цемент брекчий) сложена тонким фрагментарным материалом, образовавшимся в изверженных породах в результате воздействия газа или флюидов. Первоначально происходило разрушение даек, а затем, возможно, перенос отдельных обломков пород вдоль зоны дробления. Это явление, следовательно, объясняется нами как периодическое брекчирование струями газа или флюидизацией».

Хотя предложенная выше гипотеза и объясняет интенсивную брекчированность даек, она никак не касается главной структурной связи комплекса параллельных даек и подстилающих их пород.

Соотношения между параллельными дайками и габбро, видимо, более четки на Ньюфаундленде в районе Бетс-Коув, чем на горе Блуми-Даун. В Бетс-Коув часть дайкового комплекса в отдельных местах параллельна крутопадающим слоистым габбро (Upadhyay, Dewey, Neale, 1971, стр. 30—31): «При прослеживании вкрест простирания оси слоистых габбро в дайковом комплексе постепенно увеличивается процент основных даек и одновременно уменьшается их мощность. Комплекс параллельных даек далее состоит почти на 100% из основных тел, средняя мощность которых около 0,5 м. Одни из них включают обломки габбро и диоритов, в других имеется лишь полоска закаливания. Юго-восточнее Бартонс-Понд комплекс включает узкие прожилки серпентинитов, прослеживающихся параллельно простиранию даек. Там, где габбро отсутствует и комплекс даек прорывает гипербазиты, в их составе начинают преобладать ультраосновные тела, хотя в переходной зоне видно, как пироксенитовые фации прорываются основными дайками...

Залегающие выше шаровые лавы... обычно отделены разломом от комплекса параллельных даек, за исключением района к северу от Бетс-Бит, где наблюдается узкая переходная зона между ними. Здесь на небольшом расстоянии быстро уменьшается количество даек».

Необычное, если не уникальное соотношение между параллельными дайками и перевернутым разрезом перидотитов и габбро было описано Ж. Парро в Кызыл-Даге, южнее Искендеруна, в Турции. Здесь Ж. Парро была описана следующая последовательность (с указанием мощности образований): массивные гарцбургиты — 2 км; полевошпатовые перидотиты — 1,25 км; габбро, хорошо и плохо слоистые, — 3 км; комплекс параллельных даек — 2,5 км, но его ограничивает разлом. Полевошпатовые перидотиты и габбро обычно имеют кумулятивную слоистость и образуют вместе с гарцбургитами согласный разрез мощностью около 6 км, простирающийся на северо-восток и наклоненный под углом 45° на СЗ. Диабазовые дайки прорывают перидотиты и габбро; их количество постепенно увеличивается в габбро и далее они образуют сплошной слой. Все дайки имеют контакты закаливания (Vuagnat, Cogulu, 1968), вертикальны и простираются на восток. Таким образом, дайки по диагонали пересекают структуру перидотито-габбрового разреза (как его простираение, так и угол наклона). Для того чтобы объяснить современное вертикальное положение дайковых тел, Ж. Парро предположил, что разрез перидотитов и габбро был перевернут после внедрения даек и повернут на 180 или 210°. Разрезы деформаций таких масштабов предполагаются им только для того, чтобы объяснить вертикальное положение даек, что само по себе необычайно интересно. Внедрение даек после дислокаций в перидотитах и габбро наиболее четко устанавливается на Кипре (Mooges, Vine, 1971), продолжением которого, по мнению Ж. Парро, являются покровы Кызыл-Дага.

В Омане, согласно Б. Рейнхарду, разрез перидотито-габбро-долерито-диабазового покрова образуют структуру круто наклоненного веера. Габбро слоистые, а диабазовые дайки образуют единый горизонт и «переход между слоистыми породами и дайками постепенный» (Reinhardt, 1969, стр. 5). Слоистость в габбро, по-видимому, представляет собой одну из модификаций кумулятивного типа. Б. Рейнхард (Reinhardt, 1969, стр. 7) отмечает, что все основные породы (габбро, долериты, диабазы и спилиты) могут образовывать дайки друг в друге. Субгоризонтальные шаровые лавы несогласно перекрывают дайки и последние не проникают в них.

СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ПЛАГИОГРАНИТОВ

Во многих офиолитовых комплексах установлены полевошпатовые интрузивные породы, которые богаты натрием, но отличны от нормальных гранитоидов и ассоциируют с диабазовыми дайками и дайковым комплексом. Эти породы изменяются по составу от кварцевых диоритов до альбитовых гранитов и часто в русской литературе для их описания используется термин «плагиограниты» (Amer. Geol. Inst., 1972). Несмотря на тесную ассоциацию с альпинотипными габбро офиолитового комплекса, они, с общей точки зрения, образуют весьма своеобразную петрологическую свиту (Thayer, Himmelberg, 1968; Thayer, 1967). Исходя из этого, название плагиограниты используется как собирательный термин для целой группы изверженных пород, по аналогии с термином «офиолиты», который используется для крупного комплекса магматических и вулканических образований.

Специальные названия, такие, как кварцевые диориты, трондьемиты и альбитовые граниты (Gilluly, 1933), могут применяться для отдельных интрузивных тел. Более основные породы этой группы, кварцевые диориты и трондьемиты и, по-видимому, большинство альбитовых гранитов имеют обычные гранитные структуры и представляют собой интрузии. Однако некоторые породы с высоким содержанием альбита имеют гранофировые структуры и, вероятно, они образовались в результате

альбитизации и перекристаллизации более основных пород (Gilluly, 1933). Некоторые породы, связанные с этой группой, также, возможно, образовались в результате перекристаллизации лавовых потоков кератофигов и кварцевых кератофигов (Thayer, Himmelberg, 1968). Р. Вильсон (Wilson, 1959), использовал полевое определение «гранофировые породы» для пород такого типа, которые обладали мирмикитовой структурой и имели очень низкое содержание калия.

Р. Вильсон (Wilson, 1959) первый описал на Кипре очень сложные соотношения между габбро, плагиогранитами и параллельными дайками диабазов; он установил, что большинство тел гранофигов моложе встречающихся вместе с ними даек диабазов. Более поздними работами на Кипре было установлено, что дайки плагиогранитов широко распространены среди параллельных диабазов и в группе Базал, которая сложена главным образом основными дайками (Beag, 1960_{1,2}; Gass, 1960; Morel, 1960; Moores, Vine, 1971). Л. Бэар (Beag, 1960₁) и Э. Мурз и Ф. Вайн (Mooges, Vine, 1971) также описали габброидные и кварцеводиоритовые дайки, прорывающие диабазы. На Кипре плагиогранитные тела, представленные в основном дайками и мелкими интрузиями, приурочены к широкой пограничной зоне между габбро и диабазами. Хотя некоторые вулканические породы прорываются и метаморфизуются плагиогранитами, я в 1973 г. во многих дорожных выемках видел, что большинство основных даек моложе, чем плагиограниты, но и те и другие несомненно моложе габбро. Р. Вильсон (Wilson, 1959), И. Гасс (Gass, 1960) и Л. Бэар (Beag, 1966, стр. 30) картировали или интерпретировали плагиограниты как часть магматического интрузивного комплекса.

В Омане, Б. Рейнхард (Reinhardt, 1969) описал лейкократовые породы, богатые кварцем и натриевыми полевыми шпатами, прорывающие перидотиты, габбро, диабазы и шаровые лавы. Он установил, что они редко образуют интрузии вдоль зон срыва в магматических брекчиях между полосчатыми габбро и параллельными дайками или образуют дайки, линзы и некки, которые рвут дайковый комплекс и перекрываются шаровыми лавами. В свою очередь плагиограниты интродуцированы более молодыми дайками диабазов и спилитов. На фотографиях, любезно присланных мне Б. Рейнхардом, хорошо видно, что их соотношения идентичны с положением подобных пород в районе горы Каньон в Орегоне. Б. Рейнхард (Reinhardt, 1969) интерпретировал эти породы как остаточную фракцию, образовавшуюся на субвулканическом уровне от диабазово-спилитовой магмы.

ДИАБАЗОВЫЕ ДАЙКИ И ПЛАГИОГРАНИТЫ В КОМПЛЕКСЕ КАНЬОН-МАУНТИН

Комплекс Каньон-Маунтин в Орегоне представляет собой один из лучших объектов для выявления соотношений между магматическими породами и параллельными дайками как базальтовыми, так и плагиогранитными. Этот комплекс образован главным образом блоком перидотитов и габбро шириной 7—8 км и длиной 18—20 км (Thayer, 1956; Thayer, Himmelberg, 1968). Северная часть его сложена преимущественно перидотитами, а южная — габброидами. И перидотиты и габбро несут на себе следы высокотемпературного метаморфизма и реликты кумулятивной слоистости, которая круто наклонена. Вдоль северной границы комплекса с пермскими эвгеосинклинальными отложениями прослеживается широкая зона рассланцованных серпентинитов, падающая почти вертикально и включающая многочисленные тектонические блоки эвгеосинклинальных пород и амфиболитов. Во внутренней части офиолитового разреза небольшие штоки кварцевых диоритов, которые

представляют одну из разновидностей комплекса плагиогранитов, прорывают их и образуют широкие зоны роговообманковых роговиков или эпидиоритов (Thayer, Himmelberg, 1968; Thayer, 1972). У южного контакта покрова габбро сильно раздроблены и рассланцованы, а также прорваны массивными плагиогранитами, которые изменяются по составу от трондjemитов до альбитовых гранитов. Внедрение большинства альбитовых пород происходило последними.

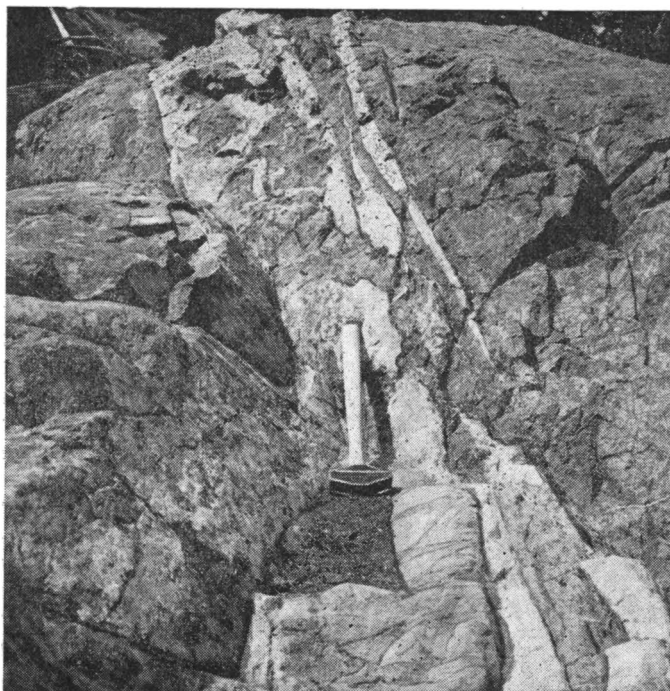


Рис. 4. Слоистые габбро, прорванные дайками диабазов, которые в свою очередь брекчированы альбитовыми гранитами. Там, где молоток, диабазы (светло-серые) прослеживаются от контакта до контакта, но выше и ниже альбитовые граниты (белые) проникают в габбро, образуя в них жилы и линзы.
Комплекс Каньон-Маунтин, Орегон

Базальтовые дайки и плагиограниты, меняющиеся от кварцевых диоритов до альбитовых гранитов, тесно ассоциируются пространственно и во времени с перидотитами и габбро и в других выходах среди эвгеосинклинальных толщ. Базальтовые дайки пересекают тела перидотитов и габбро, но значительно больше их в габбро. Вдоль южной границы комплекса дайки близко расположены друг к другу, а к югу от габбро они слагают сплошной слой. Все базальтовые дайки имеют интрузивные контакты с габбро и перидотитами.

Структурные соотношения базальтовых даек и плагиогранитов различны и характер метаморфизма показывает, что имеются два типа пород, внедрение которых происходило более или менее одновременно в поддающийся оценке промежуток времени. Одни базальтовые дайки в габбро полностью перекристаллизованы в эпидиориты и амфиболиты в контактах с кварцевыми диоритами (Thayer, Himmelberg, 1968; Thayer, 1972), а другие прорывают кварцевые диориты и альбитовые граниты. Брежированные дайки, приведенные на фотографии (рис. 4), по-видимому, имеют промежуточный возраст внедре-

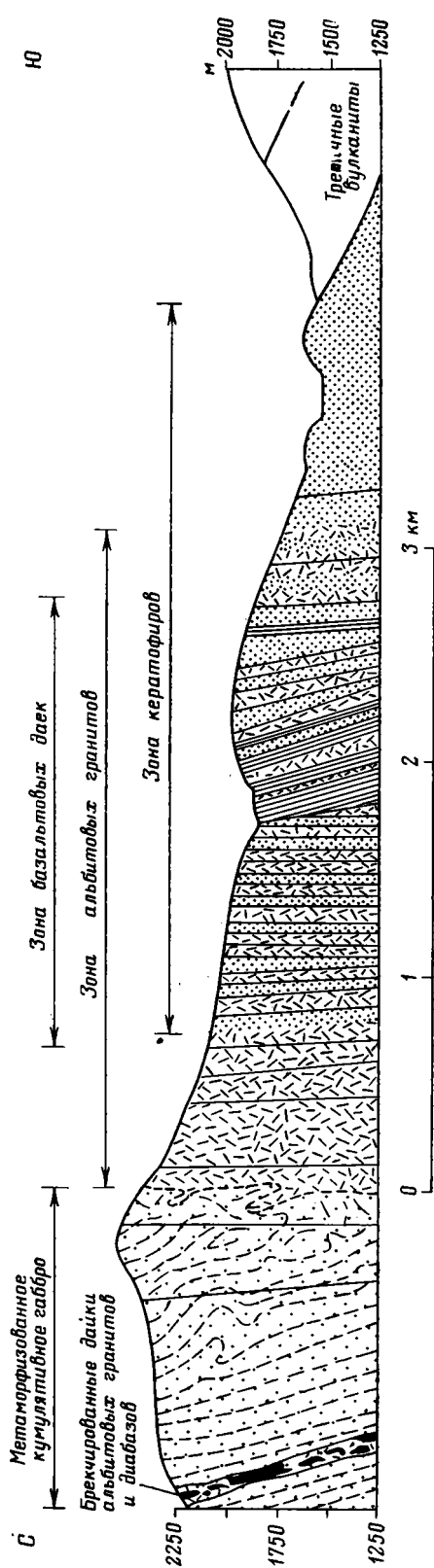


Рис. 5. Схематический разрез, на котором приведены соотношения между габбро, альбитовыми гранитами, базальтовыми дайками и кератофирами вдоль южной границы комплекса Каньон-Маунтин, Орегон

ния между кварцевыми диоритами или трондьемитами и альбитовыми гранитами. Дайки, ориентированные согласно со слоистостью в габбро, вблизи от молотка, прослеживаются в пределах всего обнажения и имеют контакты закалывания. Повсеместно альбитовые граниты брекчируют диабазы, переносят их обломки, проникая в трещины и расширяя трещины в массивных габбро. Хотя диабазы подвергаются перекристаллизации с образованием роговой обманки и альбита, в каемках шириной в несколько миллиметров они же подвергаются расплавлению и амфиболитизации, что происходит со многими другими дайками в контакте с кварцевыми диоритами. Контактный метаморфизм тонких даек альбитовых гранитов немного сходен с метаморфизмом кварцевых диоритов. По-видимому, имеются базальтовые дайки трех возрастов: моложе кварцевых диоритов, древнее диоритов, но моложе альбитовых гранитов, и моложе альбитовых гранитов.

Южная граница комплекса проводится вдоль сложной зоны, образованной как гнейсированными метакумулятивными габбро с зернистостью в 1 мм, так и базальтовыми дайками с интрузивной структурой и плагиогранитами в кератофирах. Местный рельеф, превышение которого достигает 250—300 м, и великолепная обнаженность позволяют проследить почти вертикальный контакт габбро на 12 км (рис. 5). Вдоль части контакта массивные плагиограниты прорывают габбро и подвергают их перекристаллизации до образования роговообманковых эпидиоритов. Перекристаллизованные плагиогранитами габбро и диабазы часто брекчированы. В других местах габбро прорывает однородный тип базальтовых даек. Между габбро и пе-

рекрывающимися их третичными породами прослеживается зона шириной от 1 до 4 км, состоящая из перемежающихся параллельных даек кератофиров, базальтов и альбитовых гранитов. Кератофиры представляют собой первично-слоистую породу, в которых прослойки кварца сменяются обогащенной альбитом порфириновой лавой, и круто наклонены под углом в 60° и более. Базальты и диабазы образуют параллельный комплекс, состоящий из даек мощностью от нескольких сантиметров до 15 м, общая ширина выхода которого изменяется от десятков до нескольких сотен метров. Все базальтовые дайки ориентированы параллельно контакту габбро; большинство контактов закаливания в целом параллельны структурам в кератофирах. Дайки альбитовых гранитов встречаются вместе и местами пересекают тела базальтов (рис. 6). Выделить среди даек базальтов тела моложе или древнее альбитовых гранитов очень трудно, так как в тех зонах, где многочисленны альбитовые граниты или базальты, определить где дайки, а где вмещающие породы, просто невозможно. Например, некоторые базальтовые дайки образуют контакты закаливания в среднезернистых (2—3 мм) альбитовых гранитах и в свою очередь прорываются гранитами. Некоторые тела тонкозернистых гранофилов между базальтовыми дайками имеют каемки закаливания с развитием в них эпидота, которые образовались в результате внедрения порфиритовых кератофиров. Последние после контактового воздействия базальтовых даек приобрели сходство с альбитовыми гранитами.

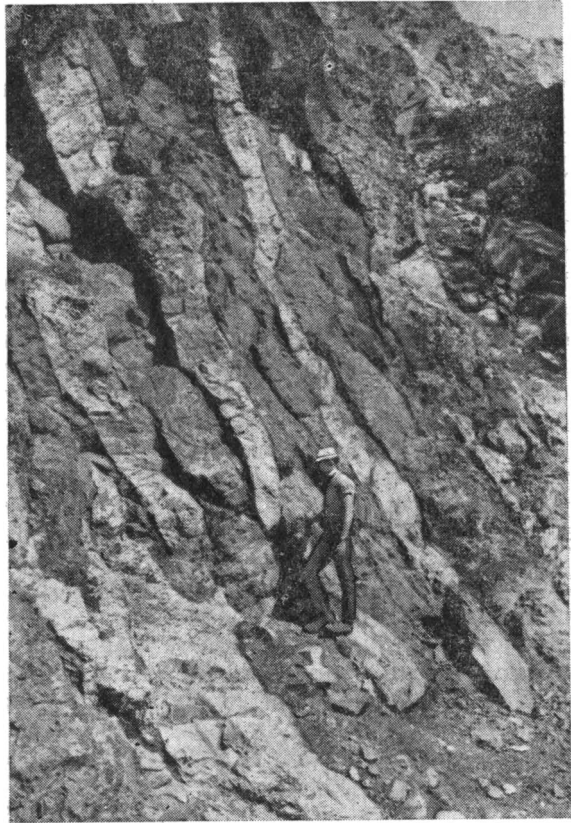


Рис. 6. Дайки альбитовых гранитов (белые) и базальтов или диабазов (серые) у южного контакта с габбро, комплекс Каньон-Маунтин, Орегон. Внизу (слева) альбитовые граниты прорывают диабазы, но другие базальтовые дайки в свою очередь пересекают альбитовые граниты

Не имеется никаких указаний на находки шаровых лав, даже в обломках, но некоторые из тонкозернистых базальтов могут быть лавами. Многие кератофиры содержат фенокристаллы высокотемпературного кварца и, можно думать, что в них сохранился их первичный состав; точно их общая мощность неизвестна, но, возможно, она не менее 2 км. Единственные шаровые лавы в районе, возрастные соотношения которых с комплексом известны, много моложе офиолитов, так как они залегают на граувакках и конгломератах, содержащих обломки всех пород комплекса.

Комплекс Каньон-Маунтин переместился в современное положение в два этапа, вызванных совершенно различными процессами. Габбро и перидотиты были передвинуты в виде застывшего тектонического блока мощностью около 8 км и по меньшей мере длиной 18—20 км. Породы коры по обе стороны от блока претерпели альбит-хлоритовую или низкие степени зеленосланцевого метаморфизма, почти не рассланцованы или слегка деформированы; в сравнении с ними габбро и перидотиты метаморфизованы иногда до пироксеновой гранулитовой фации. Интрузии плагиогранитов и базальтовые дайки у южного окончания комплекса, вероятно, располагались между габбро и кератофирами вдоль тектонической зоны, которая ограничивала трог океанической коры в это геологическое время. Силикатные интрузивные породы и самые ранние базальтовые дайки, по-видимому, внедрялись вскоре после тектонического перемещения перидотито-габбрового блока. Отсутствие контактового метаморфизма между кварцевыми диоритами и габбро и локальная мобилизация и метасоматоз габброидов растворами кварцевых диоритов указывают на то, что габбро было еще в разогретом состоянии, когда происходило внедрение диоритов (Thayer, Himmelberg, 1968). Крутое залегание и параллельная ориентация альбитовых гранитов и базальтовых даек в перидотитах, габбро и во вмещающих эти породы кератофирах позволяет предполагать, что дайки внедрились вертикально в коровые образования. Некоторые из самых поздних даек, вероятно, несогласно перекрывались верхнетриасовыми шаровыми лавами. Крупный блок, который включает перидотиты, габбро и залегающие на нем кератофиры, выглядит относительно неизменным, по крайней мере со времени внедрения большинства или всех даек, т. е. с послепермского времени. Комплекс Каньон-Маунтин, по-видимому, был вовлечен в систему островной дуги в промежутке между среднепермским и позднетриасовым временем. После своего перемещения он был погружен внутрь разреза, состоящего из многих тысяч метров триасовых и юрских андезитовых вулканокластических пород, турбидитов и черных сланцев, которые отлагались в крупных местных морских трогах или бассейнах. Несмотря на различия в условиях залегания и тектоническом положении, сходство между этим комплексом, офиолитами Омана, комплексом Троодос на Кипре и другими остается поразительным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все комплексы параллельных даек, описанные в офиолитах, имеют много общих черт строения. Дайковые серии структурно встречаются в самом верху или выше габброидной части офиолитового комплекса, но базальтовые и плагиогранитные тела могут также прорывать перидотиты. Дайковые серии прорывают или внедряются по трещинам в перидотиты или габбро под любым углом с образованием различных форм контактов, а отдельные дайки иногда пронизывают насквозь все породы комплекса. Базальтовые дайки, проникающие в перидотиты и габбро, образуют тонкие корки закалывания, но с ними не связаны признаки высокотемпературного метаморфизма, который в той или иной степени свойствен всем альпийским перидотитам и габбро. В результате воздействия последующих орогенических процессов в настоящее время дайки наклонены под углом 60° или более круто. Сейчас плагиограниты также сосредоточены в верхней части слоя габбро в офиолитовом комплексе и главным образом вдоль границы между габбро и параллельными дайками. Плагиограниты и базальтовые дайки меняются по возрасту относительно друг друга; одни базаль-

товые дайки прорывают и метаморфизуют ранние диориты, другие пронизаны поздними телами альбитовых гранитов. Обычно плагиограниты внедряются вслед за базальтовыми дайками в габбро и перидотиты и два типа дайковых тел образуют параллельный комплекс, в котором разные по составу дайки находятся между собой в самых разнообразных соотношениях. Крутые залегания первичной кумулятивной слюистости и продуктов метаморфизма, образовавшихся в результате дифференциации расплава в перидотитах и габбро, свидетельствуют о том, что процессы деформации отделяли данное расслоение большинства офиолитовых комплексов от периода перекристаллизации, вызванного внедрением интрузий плагиогранитов и базальтовых даек.

Комплекс базальтовых даек внедрялся в зонах спрединга, как предполагает автор, в следующих условиях. Наклон перидотито-габбрового блока в почти вертикальное положение должен был происходить вблизи от срединного рифта или в океанической коре до образования рифта. Одинаковое положение дайкового комплекса в габбро, так же как и в перидотитах, свидетельствует о том, что наклон блока достигал 90° или даже был большим и направление вращения происходило в сторону рифта. Деформации такого огромного масштаба, которые привели к повороту блока мощностью по меньшей мере в 6 км, например в Кызыл-Даге, или наклону на 60° или более 15-километрового перидотито-габбрового блока, как в Омане (Reinhardt, 1969), должны были сопровождаться образованием высоких хребтов и подъемом пород фундамента на вершину этих хребтов океанического дна. Одним из эффектов данной субокеанической орогении был бы разрыв в сплошном покрове габбро и выход перидотитов в осевой зоне хребта. Структурные процессы этого типа, однако, обычно ассоциируются или обусловлены механизмом сжатия, а не растяжения. Этот вывод находится в противоречии с современной теорией спрединга океанического дна по следующей причине: складчатость, которую большинство геологов связывает с процессами сжатия, исключает возможность внедрения дайкового комплекса, обусловленное, по их мнению, растяжением в альпинотипном перидотито-габбровом комплексе.

Имеется еще два более серьезных несоответствия теории спрединга океанического дна, согласно которой: 1) параллельные дайки являются широко распространенным и обычным компонентом океанической коры и 2) дайки образовались как дериваты той же магмы, что и альпинотипные габбро, которые образовались до даек и прорываются последними (Mooges, Vine, 1971). Оба эти положения спорны. Дайковый комплекс в полном виде был описан на Кипре, в Омане, Турции и Ньюфаундленде и представляет собой, как я думаю, исключительное явление, так как в других районах он не был обнаружен. Только относительно маломощные или непротяженные комплексы даек, подобные обнажающемуся на горе Каньон, были установлены на западе Соединенных Штатов (Hopson et al., 1973; Hopson, Mattinson, 1973). Если действительно параллельные дайки повсеместно распространены, как полагают некоторые геологи, то почему они не были обнаружены во многих других альпинотипных комплексах или в виде блоков не были встречены в меланже, где преобладают шаровые лавы, габбро и серпентиниты? Базальтовые дайки, по-видимому, внедрялись неоднократно в широком диапазоне времени; они сопровождали все основные периоды деформаций и перекристаллизации, а также основные этапы изменения ориентации первичных кумулятивных структур в перидотитах и габбро. Плагиограниты, вероятно, были более тесно связаны с габбро, чем диабазы, если при объяснении их генезиса можно использовать обычные критерии. Взаимное пересечение или чередование интрузий таких различных пород, как плагиограниты и толеиты,

в интенсивно деформированные перидотиты и габбро делает весьма проблематичным предположение о том, что все эти четыре группы пород образовались в результате дифференциации общей магмы, даже если ее внедрение и происходило малыми порциями, как думают Э. Мурз и Ф. Вайн (Mooges, Vine, 1971).

Итак, относительно редко встречающийся комплекс параллельных даек в офиолитах свидетельствует о том, что он является скорее редким, чем обычным компонентом палеозойской и мезозойской океанической коры, а его структурные соотношения с основными изверженными породами не могут быть объяснены с позиций концепций спрединга вдоль срединно-океанических хребтов. И, наконец, последнее, соотношение базальтовых даек с альпинотипными габбро и перидотитами показывают, что последние претерпели существенный высокотемпературный метаморфизм и деформации в период перемещения их от срединно-океанического хребта до зоны субдукции или в пределах зоны субдукции, но так или иначе эти характерные черты офиолитов были до внедрения параллельных даек базальтов. Современные теории спрединга океанического дна не могут полностью объяснить соотношения базальтовых пород и плагиогранитов в перидотитах и габбро и образований, перекрывающих комплекс Каньон-Маунтин в Орегоне. Потребуются еще более детальные исследования параллельных даек и плагиогранитов для того, чтобы полностью понять все соотношения между этими телами и альпинотипными перидотитами и габбро и путь их формирования в океанической коре.

Литература

- American Geological Institute, Glossary of Geology: Washington, D. C., 1972, 857 p.
- Anonymous. Penrose Field Conference [on] Ophiolites. *Geotimes*, 1972, v. 17, No. 12, p. 24—25.
- Bear L. M. Geology and mineral resources of the Akaki-Lythrodondha area: Cyprus Geol. Survey Dept., Mem. No. 3, 1960, p. 122.
- Bear L. M. Geology and mineral resources of the Agro-Apsiou area: Cyprus Geol. Survey Dept., Mem. No. 7, pt. 1, 1960.
- Bear L. M. The evolution and petrogenesis of the Troodos Complex: Cyprus Geol. Survey Dept., 1965 Ann. Rept., 1966, p. 26—37.
- Church W. R. Ophiolite: its definition, origin as oceanic crust, and mode of emplacement in orogenic belts, with special reference to the Appalachians, in Irving, E., ed., *The ancient oceanic lithosphere*: Canada Dept. Energy, Mines, Resources, Earth Physics Br., Pub. 1972, v. 42, No. 3, p. 71—85.
- Gass I. G. Geology and mineral resources of the Dhali area: Cyprus Geol. Survey Dept., Mem. No. 4, 1960, 116 p.
- Gass I. G. The ultrabasic volcanic assemblage of the Troodos massif, Cyprus, in Wyllie, P. J., ed., *Ultramafic and related rocks*; New York, John Wiley and Sons, 1967, p. 121—134.
- Gass I. G. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? *Nature*, 1968, v. 220, p. 39—42.
- Gilluly J. Replacement origin of the albite granite near Sparta, Oregon: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 175-C, 1933, p. 65—81.
- Hopson C. A., Frano C. J., Pessano E. and Mattinson J. M. Late Jurassic ophiolite at Point Sal, Santa Barbara County, California: *Geol. Soc. America, Abs. with Programs*, 1973, v. 5, No. 1, p. 58.
- Hopson C. A. and Mattinson J. M. Ordovician and late Jurassic ophiolitic assemblages in the Pacific Northwest: *Geol. Soc. America, Abs. with Programs*, 1973, v. 5, No. 1.
- Moore E. M. and Vine F. J. The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications: *Royal Soc. London Philos. Trans., Ser. A.*, 1971, v. 268, p. 443—466.
- Morel S. W. Geology and mineral resources of the Apsiou-Akrotiri area: Cyprus Geol. Survey Dept., Mem. No. 7, pt. 2, 1960, p. 51—88.
- Reinhardt B. M. On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline: *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 1969, v. 49, p. 1—30.
- Thayer T. P. Preliminary geologic map of the John Day quadrangle, Oregon: U. S. Geol. Survey Mineral Inv. Field Studies Map MF-51; 1956.
- Thayer T. P. The Canyon Mountain Complex, Oregon, and the alpine mafic magma stem: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 475-C, C82—C85, 1963.

- Thayer T. P.* Gabbro and epidiorite versus granulite and amphibolite: a problem of the ophiolite assemblage: Caribbean Geol. Conf., 6th, Margarita, Venezuela, Proc., 1972, p. 315—320.
- Thayer T. P. and Himmelberg G. K.* Rock succession in the alpinotype mafic complex at Canyon Mountain, Oregon: Internat. Geol. Cong., 23d, Prague, Proc., sec. 1, 1968, p. 175—186.
- Upadhyay H. D., Dewey J. F. and Neale E. R. W.* The Betts Cove ophiolite complex, Newfoundland: Appalachian oceanic crust and mantle: Geol. Assoc. Canada, Proc., 1971, v. 24, p. 27—34.
- Vuagnat M. and Cogulu E.* Quelques reflexions sur le massif basique-ultrabasique du Kizil Dag, Hatay, Turquie: Soc. Phys. et d'Hist. Nat. Geneve, Comptes rendus, 1968, v. 2, p. 210—216.
- Williams H. and Malpas J.* Sheeted dikes and brecciated dike rocks within transported igneous complexes, Bay of Islands, western Newfoundland: Canad. J. Earth Sci., 1972, v. 9, p. 1216—1229.
- Wiston R. A. M.* The geology of the Xeros-Troodos area: Cyprus Geol. Survey Dept., Mem. 1959, No. 1, 184 p.

Геологическая служба США, Рестон

Статья поступила
19 мая 1977 г.

УДК (551.24+552.11) (234.851)

А. А. САВЕЛЬЕВ, Г. Н. САВЕЛЬЕВА

**ОФИОЛИТЫ ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА
(ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

Офиолитовая ассоциация залегает среди тектонических покровов, надвинутых на край платформы при обдуктивном скупивании палеоокеанической окраины. Ассоциация представлена разновозрастными комплексами. Блоки наиболее древних гарцбургитов дисконформны к дунит-верлит-клинопироксенит-троктолитовой серии пород, развившейся на границе гарцбургитов и габбро. Комплекс диабазов внедрялся между габбро-гипербазитовым основанием, испытавшим метаморфические изменения, и океаническими осадками. Образованием комплекса амфиболитов, плагиогранитов и тоналитов заканчивалось формирование ассоциации. Выделены три главных этапа метаморфизма офиолитов. Ранний метаморфизм гранулитовой фации проявился локально в подошве габбро-гипербазитовых покровов. Амфиболитизация габбро и ранняя серпентинизация гипербазитов прошли до внедрения диабазов. Зональный метаморфизм преимущественно амфиболитовой фации сопровождал скупивание офиолитов в предороженное время и спаял блоки офиолитов в единое тело фундамента океанической структуры.

Офиолитовая ассоциация с момента выделения ее Г. Штейнманном (Steinmann, 1906) остается предметом всесторонней дискуссии, которая затрагивает как вопросы строения ассоциации, так и ее происхождения. В последние годы в связи с исследованиями офиолитовой ассоциации, проводящимися геологами многих стран в рамках проекта «Офиолиты континентов и сравнимые с ними породы дна океанов» Международной программы геологической корреляции, эта дискуссия стала особенно оживленной. Принятый большинством геологов разрез офиолитовой ассоциации включает деформированные гипербазиты, полосчатые габбро, плагиограниты, серии диабазовых даек и подушечных лав, переслаивающихся с пелагическими осадками и радиоляритами.

Среди ряда концепций, обсуждаемых в этой проблеме, авторам представляется предпочтительной та, которая рассматривает офиолиты как блоки океанической коры и верхней мантии (De Roever, 1957; Hess, 1965; Moores, 1969; Vine, Hess, 1970; Пейве и др., 1971, и др.). Не останавливаясь на обсуждении и аргументации всех существующих концепций, изложим в обоснование наших представлений некоторые материалы еще не завершенных исследований офиолитов на Полярном Урале, в пределах Войкаро-Сыньинского массива.

Общая цель работы — выявление строения и главных этапов формирования офиолитовой ассоциации в этом районе, где среди толщ западной окраины Уральского складчатого пояса палеозой (рис. 1) вскрывается один из наиболее полно сохранившихся разрезов офиолитов Урала, хорошо обнаженных в пределах всего массива.

Геологическое картирование массива, а также структурно-петрологические исследования гипербазитов авторы статьи длительное время проводили в составе Воркутинской геологической экспедиции. В последние годы, работая в ГИН АН СССР по проекту «Офиолиты...», авторы изучают состав, строение различных групп пород ассоциации и структурные взаимоотношения между ними. Авторы приносят благодарность

Н. А. Штрейсу, Н. А. Богданову и А. С. Перфильеву за обсуждение рукописи и замечания и надеются, что приводимые материалы могут служить сопоставлению офиолитов подвижных поясов различных регионов.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВ

Участок Уральского складчатого пояса палеозойского, вмещающий офиолиты Войкарского массива, имеет протяженность около 200 км и ширину 50—80 км. В поперечном сечении пояса выделяется несколько пакетов покровов, перекрывающих толщи палеозойского чехла окраины Восточно-Европейской платформы.

В окраинной зоне платформенного автохтона, по данным В. Н. Пучкова (1975) и ряда других исследователей, вертикальный разрез чехла, перекрывающего терригенно-эффузивные серии позднего докембрия, сложен тремя последовательными терригенно-карбонатными сериями: ордовикско-верхнесилурийской, средне-верхнедевонской и ниже-верхнекаменноугольной. Отложения серий разделены стратиграфическими несогласиями и перекрываются флишевыми толщами пермско-триасового возраста. Мощность платформенного чехла (без флишевых отложений) нарастает от 2 до 7 км и более к восточной периферии платформы, намечая положение окраинного бассейна, характеризовавшегося режимом компенсированного прогибания. Восточная граница бассейна следует в осадках чехла цепью рифовых построек, которые появились в разрезах с венлокского времени силура и интенсивно формировались до нижнего девона. Западнее этой границы накапливались терригенно-известняково-доломитовые толщи шельфа; восточнее формировался иной тип разреза.

С востока толщи автохтона перекрываются Лемвинским пакетом тектонических покровов, подошвы которых наклонены в юго-востоку (5—60°). Покровы деформированы в линейные складки северо-восточного простирания, местами опрокинутые к северо-западу. Нижний, самый западный — Пагичский покров сложен толщами осадков, которые в работах К. Г. Войновского-Кригера (1945, 1967), Н. П. Хераскова (1967), А. С. Перфильева (1968) и ряда других исследователей относятся к миогеосинклинальным формациям. Развивая их представления, В. Н. Пучков (1975 и др.) включает эти толщи в состав конденсированного разреза подножия континентального склона.

Материалы многих исследователей и наши наблюдения показывают, что вертикальный формационный разрез покрова начинается с терригенно-кремнисто-сланцевой формации (O_1-D_1). Ее низы слагает толща (300 м) псаммитовых полимиктовых, часто известковистых осадков (O_1) с пропластками метадиабазов, перекрываемая толщей (O_{1-3} ?) вулканомиктовых пестроцветных алевритистых сланцев (до 500 м). Завершается разрез формации толщей (до 200 м) пелагических известняков, фтанитов, яшмоидов и турбидитов с редкими пропластками вулканитов (O_3-D_1). Выше располагается кремнисто-терригенная олигомиктовая формация (D_2) — до 200 м. Ее сменяет известняково-кремнисто-глинисто-сланцевая формация (D_2-C_2), в низах более глубоководная. Она имеет мощность до 500 м и скользящий с востока на запад возраст верхней границы за счет замещения ее с востока мощной (до 1500 м) граувакковой формацией (C_1-C_2). Завершается разрез толщей (более 1 км) терригенного флиша (C_3-P_1).

Вышележащий и расположенный восточнее Грубеинский покров сложен толщами, в которых разрез нижней формации меняется. Выше вулканомиктовых пестроцветных алевросланцев (O_1) здесь располагаются андезитово-базальтовые вулканиты мелководных и наземных извержений (до 500 м) с пачками олигомиктовых известковистых песчаников, известняков, кремнисто-углистых, углистых алевросланцев, туфосланцев

и вулканомиктовых конгломератов ($C_1-D?$). Верхняя часть разреза сложена толщей (до 600 м) олигомиктовых алевропесчаников с пропластками диабазов, кератофиров и окремненных туффитов. По положению в разрезе и составу эта толща увязывается с олигомиктовой формацией (D_2) Пагинского покрова. Грубеинский покров перекрывает почти повсеместно Пагинский и надвинут на южном фланге на терригенно-олигомиктовые и карбонатные толщи платформенного разреза.

Верхний, крайний восточный покров Лемвинского пакета — Молюдорский сложен терригенно-фтанит-спилитовыми толщами ($O_1-D?$), разрез которых близок тагильскому типу. Подстилая офиолиты, он перекрывает нижележащие западные покровы и местами надвинут на флиш или граувакки. В подошве покрова участками базальтоиды превращены в полосчатые сланцы с субщелочными амфиболами и стильпомеланом, а пелиты — в тонкополосчатые хлорид-серицит-кварц-альбитовые сланцы. На южном фланге покрова, в его подошве, располагаются мелкие тела серпентинитов (Яротинское, Хосаятское и др.), а на северном — Монтылорская зона серпентинитового меланжа.

Пакет офиолитовых покровов, строение которого рассмотрено ниже, в северной части массива перекрывает покровы Лемвинского пакета. Структурно выше и восточнее офиолитов располагается разрез магнитогорского типа, где подушечные спилитовые лавы, полосчатые окремненные туффиты с линзами яшмоидов, радиоларитов и известняков ($S-D_1$) перекрываются толщами андезито-базальтовых вулканитов с гачками алевропелитов и линзами рифовых известняков (D_2). Среди верхних вулканитов встречаются линзы конгломератов с обломками пород офиолитовой формации и досреднедевонских толщ (Волков, 1948; Лупанова, Маркин, 1964).

Таким образом, на Войкарском массиве в разрезе краевой складчатой зоны палеозоид, вмещающей офиолиты, к верхам пакетов тектонических пластин последовательно надстраиваются блоки все более удаленных от континента разрезов окраины палеоокеанической области. Наиболее высокая и восточная часть этого разреза представлена формациями вулканического поднятия океанической области, основание которого слагают офиолиты.

Разрезы покровов, подстилающих офиолиты, характеризуют сложный рельеф осадконакопления, включавший, по-видимому, и окраинные поднятия (Грубеинский покров), и окраинные глубоководные впадины (компенсированный пелагический разрез Пагинского покрова). Состав и строение этих разрезов не укладываются в представления (Пучков, 1975) о существовании здесь начального этапа рифтообразования. Скорее они свидетельствуют о периодическом обдуктивном скупивании разрезов коры окраины океанической структуры, которое вызывалось пульсационным вдавливанием в нее призмы континентального края.

СТРОЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ ПОКРОВОВ

Гипербазиты, габбро, metabазиты и тоналиты, вскрывающиеся в приподраздельных хребтах массива и его восточных отрогах, рассматривались на ранних этапах его изучения как разновозрастные интрузивные формации (Алешков, 1929; Заварицкий, 1932, и др.) длительно существовавшей унаследованной глубинной зоны магматической активности на границе между палеозойскими мио- и эвгеосинклиналью Урала (Молдаванцев, 1960). В. Ф. Морковкина (1967) рассматривала верлиты, пироксениты, габбро и габбро-амфиболиты в этой группе пород как продукты сложных реакционных взаимодействий между протрузивным телом гипербазитов и более молодой интрузией гранитоидов. Петролого-тектонический анализ этой группы пород выявил ее принадлежность к офиолитовой ассоциации, слагающей наклоненный к востоку монокли-

нальный разрез коры океанического типа. В нем герцбургиты сменяются вверх породами дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой (полосчатой) серии и затем тоналитами (Савельева, 1974; Буртман и др., 1974; Пейве, 1974). Н. Л. Добрецов (1974) в разрезе ассоциации выделил три типа офиолитов, формировавшихся при разных давлениях: нижние части разреза — при высоких и средних, а верхние — при низких. Материалы авторов позволяют уточнить эти представления.

В геологической структуре офиолитов массива выделяются три крупных и сложнопостроенных покрова (Войкарский пакет), отделенных четкими структурными границами и сложенных различными сериями пород. Нижний, самый западный покров — Хулгинский сложен в основном гранатовыми и цоизитовыми амфиболитами, средний — Пайерский — гипербазитами, габбро и диабазами, а верхний — Лагортинский сложен амфиболитами и тоналитами, перекрытыми формациями вулканического поднятия. Подошвы покровов наклонены на юго-восток ($5-60^\circ$). Ниже приводится их характеристика.

Хулгинский покров полно вскрыт в средней (хр. Хордхюсс) и южной (верховья р. Хулги) частях массива, где наибольшая его мощность, по геофизическим данным, достигает 3—4 км. Его подстилают эффузивные толщи Лемвинских покровов, превращенные в подошве в катаклазиты и хлорит-актинолит-альбитовые очковые сланцы. В кровле покрова на протяжении значительной части границы располагаются черные серпентиниты и серпентинитовые милониты, подстилающие вышележащий Пайерский покров.

В основании Хулгинского покрова прослеживается толща хлорит-лавсонитовых, глаукофановых и гранат-глаукофановых сланцев мощностью до 200 м (Добрецов и др., 1974; Савельева, 1974), которая сменяется вверх гранатовыми, цоизит-гранатовыми и цоизитовыми амфиболитами, участками насыщенных пропластками плагиомигматитов, плагиогранитогайсов и жилами плагиогранитов (Савельева, Шляхова, 1970). Полосчатость амфиболитов, падающая к юго-востоку, имеет устойчивые северо-восточные постирания и вместе с тем очерчивает многопорядковые линейные складки течения, наклоненные или опрокинутые к северо-западу.

Толща амфиболитов Хулгинского покрова содержит ксеногенные тела двупироксеновых кристаллосланцев, наиболее крупные из которых имеют размеры выходов 5×20 и 10×20 км; форма их приближается к линзовидной. Удлинение тел согласно с простиранием полосчатости амфиболитов, а контакты наклонены на юго-восток. Ориентировка полосчатости кристаллосланцев в южной части Хулгинского покрова согласно с полосчатостью вмещающих амфиболитов, тогда как в хр. Хордхюсс она, очерчивая складки течения, имеет устойчивые северо-западные простирания и круто сечется полосчатостью амфиболитов.

В верховьях р. Хулги среди кристаллосланцев сохранились участки площадью 2—4 км², сложенные массивными лабрадор-битовнитовыми (Ап₅₈₋₇₇) габбро-норитами с крупно- и среднезернистыми порфирировидными структурами. От массивных габбро-норитов к очково-полосчатым кристаллосланцам наблюдаются постепенные переходы. Появление полосчатой текстуры сопровождается частичным замещением плагиоклаза гранатом. Резкие границы с габбро-норитами имеют породы, которые образуют среди них секущие зоны роговиковоподобных, тонко- и среднезернистых, линзовидно-полосчатых бластомилонитов. Они состоят из гиперстена, клинопироксена, плагиоклаза (Ап₆₀₋₈₀) и граната, соответствующая гранатовому гранулитам. Не вызывает сомнения то, что эти породы, как и крупнозернистые кристаллосланцы (плагиоклаз-двупироксеновые гранулиты), образовались по габбро-норитам. Среди гранулитов содержатся редкие тела дунитов с оторочкой апотроктолитовых пород гранат-шпинель-пироксенового состава. Габбро-нориты и гранулиты по хими-

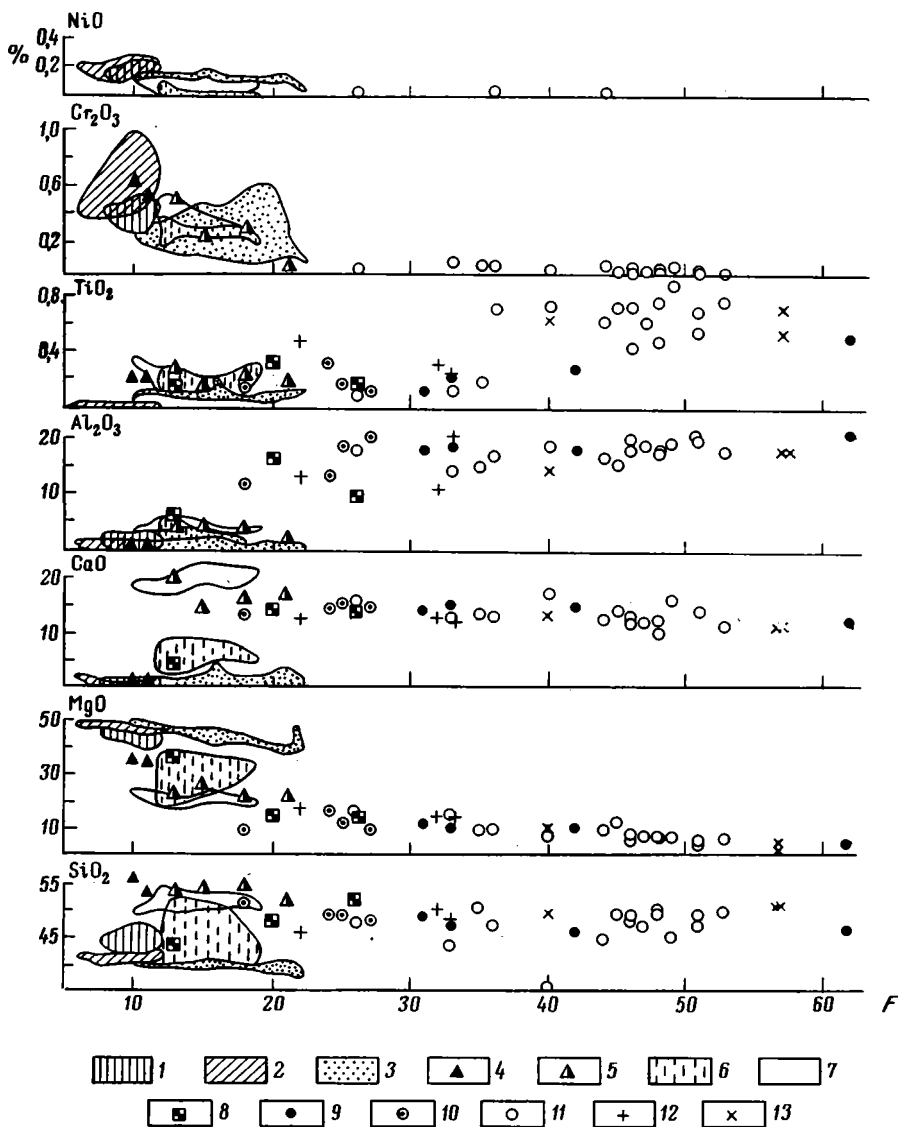


Рис. 2. Валовые химические составы гипербазитов и габбро Войкаро-Сыньинского массива: 1 — гарцбургиты; 2 — дуниты; 3 — метадуниды (данные Ефимова, Ефимовой, 1967 и авторов); 4 — энстатиты; 5 — вебстериты; 6 — верлиты; 7 — клинопироксениты; 8 — троктолиты; 9 — битовнитовые габбро-нориты; 10 — актинолит-анортитовые породы; 11 — лабрадоровые габбро-нориты и апоноритовые гранатые гранулиты; 12 — жильные габбро-нориты в гарцбургитах; 13 — гранат-диопсидовые амфиболиты

ческому составу близки к океаническому толеиту (рис. 2) и отличаются от габбро Пайерского покрова большей железистостью и титанистостью. Переход этих пород во вмещающие амфиболиты выражается в первую очередь сменой парагенезиса клинопироксен + плагиоклаз парагенезисом роговая обманка + гранат + кварц.

В южной части Хулгинского покрова, среди гранат-роговообманковых амфиболитов, содержащих тектонические блоки гранатовых гранулитов, встречено линзовидное тело мраморизованных известняков (10×600 м), вытянутое согласно с простираем полосчатости амфиболитов. В эндоконтактах мраморизованные известняки полосчато обога-

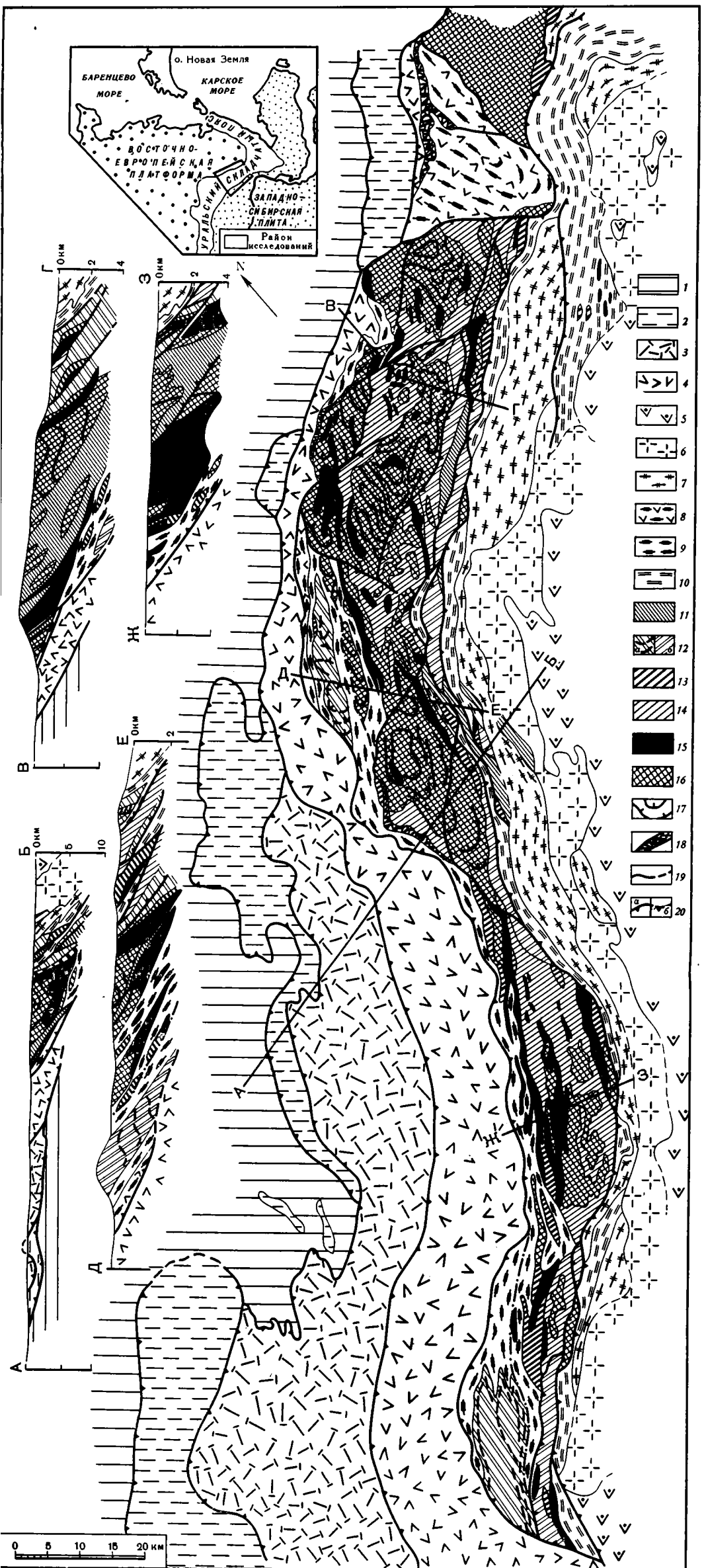


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Войкаро-Сынгинского массива.

А — ордовикско-девонские отложения: 1 — карбонатные формации платформенного шельфа, перекрытые каменноугольно-пермскими граувакками и флишем; 2 — кремнисто-сланцевые формации окраинного моря; 3 — туфогенно-терригенные формации внешнего островного поднятия; 4 — вулканогенно-терригенные формации склона вулканического поднятия (тагильский тип разреза). В — силурийско-девонские отложения: 5 — вулканогенные формации вулканического поднятия (магнитогорский тип разреза); 6 — диориты. В — офиолиты и связанные с ними метаморфические породы: 7 — тоналиты; 8 — туфогенно-терригенные толщи, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации; 9 — гранатовые и гранат-цоизитовые амфиболиты, глаукофановые сланцы; 10 — плагиоклазовые амфиболиты; 11 — габбро-диабазы, диабазы; 12 — габбро-нориты, гранатые гранулиты (а) и габбро-нориты, эвкриты (б); 13 — верлиты, клинопироксениты, троктолиты; 14 — оливин-антигоритовые породы; 15 — дуниты; 16 — гарцбургиты; 17 — полочность гарцбургитов; 18 — серпентинитовый меланж; 19 — геологические границы; 20 — надвиги в основании тектонических покровов (а — достоверные, б — предполагаемые)

щены оливином, диопсидом и гроссуляром, апатитом и магнетитом. Образования такого рода широко известны среди метабазитов гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма Урала, Прибайкалья, Кольского полуострова и рассматриваются нами вслед за многими исследователями как скарнированные (?) известняки, метаморфизованные изофациально с вмещающими породами.

В целом в составе пород и структуре Хулгинского покрова отражены стадии высокотемпературных пластических деформаций массивных габбро-норитов с образованием полосчатых гранатовых гранулитов и дробление их на блоки, сопровождавшееся преобразованием габбро и гранулитов в полосчатые амфиболиты со структурами пластического течения. Приуроченность узкой зоны глаукофановых сланцев к подошве покрова, а также глаукофанизация подстилающих эффузивов и обрастание глаукофаном роговой обманки амфиболитов показывают, на наш взгляд, связь глаукофанового метаморфизма с надвиганием Хулгинского покрова на эффузивные толщи при скупивании покровов, а не прохождении его в краевом глубоководном желобе *in situ*, как полагает Н. Л. Добрецов (1974).

Пайерский покров, расположенный восточнее Хулгинского, перекрывает его на значительных участках, соприкасаясь местами с эффузивами Молдошорской пластины. В северной части массива породы покрова почти вплотную подходят к флишевым толщам, а в массиве Рай-Из гипербазиты северного фланга покрова надвинуты на граувакковые толщи. В ненарушенных разрезах амфиболиты Хулгинского покрова обогащаются к кровле будинами амфиболизированных гипербазитов; выше они сменяются амфиболизированными гипербазитами нередко с очково-полосчатыми текстурами и затем гарцбургитами Пайерского покрова, т. е. в этих разрезах оба покрова оказываются «спаянными» амфиболитами. Чаще всего в подошве Паейрского покрова, где этот переход сорван, к границе приурочены серпентинитовые милониты (мощностью до 200 м), которые в подошве массива Рай-Из сменяются серпентинитовым меланжем (Дергунов и др., 1975).

Выше располагаются гарцбургиты, дуниты, породы полосчатой серии, а также толща диабазов с редкими дайками альбитофиров. В такой последовательности наращиваются к востоку полные разрезы этого покрова. В наиболее полных разрезах породы полосчатой серии, кроме того, подстилают гарцбургиты. Верхняя граница покрова проходит в подошве амфиболитовых или тоналитовых blastomилонитов, залегающих в основании вышележащей Лагортинской пластины. Общая мощность покрова по геологическим и геофизическим данным составляет 0,5—6 км.

Большую часть покрова слагают гарцбургиты, дуниты и образовавшиеся по ним метаморфиты ультраосновного состава. Эти породы образуют цепь сообщающихся линзовидных тел (20—60×10—18×0,5—6 км), вытянутых в северо-восточном направлении. Их контакты наклонены к юго-востоку под углами 5—60°.

Гарцбургиты резко преобладают среди гипербазитов северной половины покрова; в южной они сохранились в виде небольших разрозненных тел среди замещающих их ультраосновных метаморфитов. Гарцбургиты имеют полосчатую текстуру, обусловленную неравномерным распределением энстатита в системе субпараллельных полос неритмичного строения с мощностью до 1,5 м. В пределах полос разноориентированные зерна энстатита и хромшпинелида группируются в линейные агрегаты, вытянутые, как правило, по падению полосчатости, но наклоненные положе или круче ее. Местами линейность выражена слабо или отсутствует. В западной, нижней части разреза гарцбургитов она проявлена четко и ориентирована длинной осью по падению полосчатости.

Микроструктура гарцбургитов разнозернистая: в крупнозернистой

(6—8 мм) оливиновой матрице редкие крупные таблицы энстатита (до 4 мм), иногда с ламеллями клинопироксена, окружены мелкими (0,5—1 мм) зернами оливина, энстатита и единичными зернами диопсида. Хромшпинелид ксеноморфен к энстатиту и образует взаимные прорастания с диопсидом. Таким образом, в гарцбургите на фоне однородного крупнозернистого оливинового каркаса, представляющего наиболее раннее образование, в системе полос кристаллизовались хромшпинелид-оливин-пироксеновые агрегаты с переменным идиоморфизмом минералов нескольких (?) генераций. Степень серпентинизации гарцбургитов составляет 60—70%. Серпентин представлен хризотилом, развивающимся по петельчатой сетке трещин без выделения магнетита.

Полосчатость гарцбургитов очерчивает многопорядковые эшелонированные складчатые структуры, наиболее крупные из которых имеют мульдочную или желобовидную форму. Простираение осей складок северо-восточное, а наклон полосчатости на крыльях и в замках составляет 20—80°. Их крылья осложнены складками течения, наклоненными к северо-западу, в замках которых мощность полос увеличивается, а на крыльях резко сокращается, что сопровождается слиянием полос.

Петрографический тип гарцбургитов выдержан. При различных вариациях содержания энстатита в полосах его среднее количество в породе составляет 15—20%, оливина 80—85%, диопсида 0,5% и хромшпинелида до 1,5%. Составы сосуществующих оливина ($Fe_{8,4-10,5}$) и энстатита ($Fe_{8,5-9,2}$, $Wo_{0,8-2,2}$) не испытывают значимых изменений ни в вертикальном разрезе тел гарцбургитов, ни по латерали во всей полосе их выходов. Состав диопсида меняется от $En_{60,1}Wo_{35,1}Fs_{4,8}$ до $En_{50,0}Wo_{46,9}Fs_{3,1}$ (табл. 1). На фоне стабильного коэффициента распределения железа—магния в паре оливин—энстатит (0,94—1,04) эта же величина в паре диопсид—энстатит меняется от 1,2 до 1,67. С увеличением содержания ферросилитовой молекулы в энстатите в нем возрастает количество глинозема; глиноземистость сосуществующего диопсида сопряженно понижается. Количество окиси хрома в пироксенах уменьшается с увеличением их железистости. Состав акцессорного хромшпинелида в гарцбургитах сохраняется довольно постоянным и заметно меняется только вблизи дунитовых тел.

Составы минералов гарцбургитов *

Таблица 1

Окисел	1118-1	1410-1	2514-1	1118-2	1410-2	2514-2	1118-3	1410-3	2515-3
SiO ₂	41,21	42,00	41,50	51,78	50,56	53,18	51,20	51,00	51,68
TiO ₂	0,01	0,007	0,03	0,04	Н. д.	0,04	0,13	0,14	Н. д.
Al ₂ O ₃	0,21	0,22	0,53	1,63	3,15	3,15	1,83	3,62	3,85
Cr ₂ O ₃	0,15	0,04	0,05	0,40	Н. д.	0,40	0,72	Н. д.	Н. д.
Fe ₂ O ₃	Н. д.	1,13	1,67	Н. д.	»	Н. д.	Н. д.	0,70	Н. д.
FeO	8,28	7,27	7,51	6,08	6,48	6,12	3,17	1,67	1,90
MnO	Н. д.	0,11	Н. д.	0,14	0,16	0,14	0,14	Н. д.	Н. д.
MgO	48,36	47,30	48,00	36,67	35,83	34,46	22,36	20,25	17,81
CaO	0,08	0,12	0,09	0,62	0,84	1,18	18,14	20,72	23,18
NiO	0,22	0,16	0,23	0,08	0,10	0,12	0,07	Н. д.	Н. д.
П.п.п.	0,36	1,31	0,70	2,08	1,92	1,8	1,93	1,50	0,66
Сумма	98,88	99,67	100,31	99,52	99,04	99,97	99,77	99,50	99,08
Fa	8,7	8,9	9,4						
Fs				8,5	9,0	8,8	4,8	3,5	3,1
En				90,4	89,5	89,0	61,1	55,5	50,0
Wo				1,1	1,5	2,2	35,1	41,0	46,9

Примечание. 1118-1, 1410-1, 2514-1 — оливины; 1118-2, 1410-2, 2514-2 — энстатиты; 1118-3, 1410-3, 2514-3 — Диопсиды.

* В табл. 1—5 приведены составы наиболее типичных минералов и пород Войкаро-Сыньинского массива.

Дуниты окаймляют гарцбургиты по периферии и проникают внутрь их полей, где вскрываются в приосевых зонах складок в виде тел различной формы с границами, секущими полосчатость гарцбургитов. Крупные тела дунитов часто окружены ореолами дунитовых жил различной мощности и протяженности. По периферии ореолов дунитовые жилы содержат сгустки энстатитита и сопровождаются жилами разнообразных пегматоидных энстатитов, вебстеритов, реже — габбро-норитов и бронзит-анортитовых пород. Морфология, структура жил и зональность минеральных парагенезисов свидетельствуют об их метасоматической инфльтрационной природе (Заварицкий, 1932; Савельева, 1974). Метасоматический процесс рассматривается нами как выщелачивание из гарцбургитов кремния, кальция и алюминия с последующим переотложением этих компонентов в виде жил пироксенового и пироксен-плагноклазового состава.

Дуниты крупных тел и маломощных жил состоят из оливина (8—10 мм) и хромшпинелида (около 1%), ассоциирующего с редкими табличками диопсида. Петельчатая ранняя серпентинизация дунитов такая же, как и в гарцбургитах, но кроме хризотила термоанализом устанавливается брусит. Состав оливина ($Fe_{6,8-11,5}$) здесь меняется шире, чем в гарцбургитах. Статистический максимум приходится на $Fe_{8,5}$; в магнезиальную сторону уклоняются оливины крупных тел ($Fe_{6,0-7,3}$), в железистую ($Fe_{9,5-10,5}$) — оливины дунитов краевых зон. В дунитовых жилах среди гарцбургитов состав оливина аналогичен гарцбургитовому (табл. 2). Акцессорный хромшпинелид отличается от акцессория гарцбургитов широкими вариациями состава при относительно высоких хромистости и железистости (табл. 3). Самая высокая хромистость достигается в хромшпинелидах, сосуществующих с наиболее магнезиальным оливином; наибольшая железистость хромшпинелида устанавливается в дунитах краевых зон.

Составы минералов и валовой химический состав гарцбургитов и дунитов (табл. 4, 5, см. рис. 2) типичны для их петрографических аналогов многих офиолитовых поясов. Следует подчеркнуть, что важнейшая характеристика гипербазитов — общая железистость в гарцбургитах бо-

Таблица 2

Составы минералов из дунитов, энстатитов, вебстеритов и клинопироксенитов

Оксид	157	33	70	1785	ЛЗ	1088-1	1088-2	55	79
SiO ₂	41,00	41,30	42,60	40,54	55,06	56,20	53,80	53,30	51,60
TiO ₂	0,01	0,01	0,008	0,01	0,02	0,026	0,036	0,08	0,11
Al ₂ O ₃	0,08	0,05	Сл.	0,04	0,93	1,11	1,07	2,50	2,69
Cr ₂ O ₃	0,07	0,06	0,19	0,08	0,62	0,44	0,70	0,50	0,32
Fe ₂ O ₃	1,13	2,25	1,76	1,10	1,77	1,13	0,88	1,30	3,56
FeO	5,76	6,19	7,20	6,71	4,75	6,26	2,09	3,16	2,99
MgO	50,95	47,63	45,46	49,40	33,17	32,84	18,54	17,17	16,80
CaO	0,11	0,22	0,44	0,11	0,95	0,50	21,50	21,08	20,10
NiO	0,28	0,18	0,17	0,23	0,065	0,08	0,04	0,05	0,04
MnO	Н. д.	0,10	0,12	0,12	0,15	0,19	0,14	0,12	0,16
П.п.п.	0,10	1,68	1,62	0,75	1,99	1,01	0,71	0,90	1,43
Сумма	99,49	99,67	99,57	99,09	99,48	99,79	99,61	100,34*	100,13*
Fa	6,8	8,8	9,8	8,2					
Fs					7,2	10,7	4,7	7,9	9,9
En					90,8	88,3	52,0	49,2	48,4
Wo					2,0	1,0	43,3	42,9	41,7

Примечания. 157, 33, 70, 1785 — оливины из дунитов; ЛЗ — энстатит из энстатитита; 1088-1 — энстатит и 1088-2 — диопсид из вебстерита; 55, 79 — диопсиды из клинопироксенитов.

* В том числе, в образце 55 — Na₂O = 0,13; K₂O = 0,05.

** В том числе, в образце 79 — Na₂O = 0,23; K₂O = 0,10.

Составы аксессуарных хромшпинелидов

Окисел	31	1228	735	157	33	1785	ЛЗ	А69	Н113
Cr ₂ O ₃	28,12	42,01	27,36	48,58	45,57	53,44	45,89	45,88	45,89
Al ₂ O ₃	35,04	27,64	35,94	12,84	17,09	8,97	11,79	13,42	14,03
Fe ₂ O ₃	4,39	3,31	0,92	5,12	3,67	2,27	11,30	10,36	9,06
FeO	12,05	19,70	14,30	21,50	19,83	23,86	19,60	21,16	20,67
MgO	16,57	10,87	15,62	9,43	10,58	7,65	7,73	7,24	7,73
CaO	0,44	0,11	0,22	0,07	0,11	0,11	Н. д.	Сл.	Сл.
TiO ₂	0,08	0,19	Н. д.	Н. д.	0,35	Н. д.	»	Н. д.	Н. д.
SiO ₂	2,68	2,20	3,08	3,00	1,92	3,00	3,36	1,64	1,40
Сумма	99,37	99,03	97,57	99,54	99,12	99,30	99,67	99,70	99,78
φ*	34	56	34	70	62	78	68	64	63
f**	38	56	41	65	58	76	79	73	68
Количество ионов в пересчете на 32 (O)									
Cr ^{III}	5,5	9,0	5,4	11,3	9,9	12,7	10,8	10,2	10,1
Al ^{III}	10,3	6,5	10,6	4,4	5,5	3,2	4,1	4,5	4,6
Fe ^{III}	0,2	0,5	—	0,3	0,6	0,1	1,1	1,3	1,3
Fe ^{II}	3,0	4,5	3,3	5,2	4,6	6,1	6,3	5,8	5,4
Mg ^{II}	5,0	3,5	4,7	2,8	3,4	1,9	1,7	2,2	2,6

Примечания: 31, 1228 — гарцбургит серпентинизированный; 735 — гарцбургит регенерированный; 157, 33 — дуниты, серпентинизированные в гарцбургитах; 1785 — дунит регенерированный; ЛЗ — энстатит; А69, Н113 — дуниты полосчатой серии.

* $\phi = Cr^{III}/Cr^{III} + Al^{III} + Fe^{III}$.

** $f = Fe^{II}/Fe^{II} + Mg^{II}$.

Таблица 4

Составы пород дунит-гарцбургитовой серии и ультраосновных метаморфитов

Окисел	3340	1118	1228	В155	33	2514	Ж2514	Г152	1785
SiO ₂	39,58	43,36	41,06	36,32	35,88	44,00	40,60	40,60	40,47
TiO ₂	0,01	0,02	0,02	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,06
Al ₂ O ₃	0,48	0,94	0,95	0,53	0,53	1,42	0,90	0,61	0,54
Cr ₂ O ₃	0,31	0,41	0,40	0,37	0,55	0,39	0,39	0,41	0,31
Fe ₂ O ₃	4,99	2,18	3,86	4,53	4,01	1,28	2,34	4,10	3,28
FeO	3,74	6,26	4,46	4,03	4,10	8,14	6,40	4,60	4,90
MnO	0,11	0,13	0,11	0,10	0,11	0,14	0,13	0,12	0,11
MgO	41,26	41,67	42,19	43,88	44,13	41,11	41,28	41,63	47,87
CaO	0,57	0,67	0,51	0,28	0,06	2,02	1,23	1,05	0,67
Na ₂ O	0,10	0,04	0,10	0,02	0,10	0,06	0,14	0,08	0,05
K ₂ O	Сл.	0,02	0,05	0,03	0,10	0,03	0,04	Сл.	0,04
NiO	0,11	0,15	0,10	Н. д.	0,13	0,15	0,15	0,15	0,17
П.п.п.	8,64	4,11	5,99	10,04	10,38	1,58	6,05	6,80	1,88
Сумма	99,90	99,96	99,80	100,17	100,09	100,34	99,66	100,17	100,35
F*	9	10	9	9	9	11	10	10	8
RO/SiO ₂ **	1,64	1,55	1,64	1,94	1,93	1,59	1,68	1,65	1,88

Примечания: 3340, 1118, 1228 — гарцбургиты серпентинизированные; В155, 33 — дуниты серпентинизированные; 2514 — гарцбургит регенерированный; Ж2514 — оливин-антигоритовая порода; Г152 — кумингтонит-оливиновая порода; 1785 — дунит десерпентинизированный.

* $F = (Fe^{II} + Fe^{III}/Mg^{II} + Fe^{II} + Fe^{III}) \times 100$.

** $RO/SiO_2 = MgO + FeO + CaO/SiO_2$ (мол. кол.) Обе величины рассчитаны для безводных составов.

лее стабильна (8—10), нежели в дунитах (6—11), где она связана со структурным положением пород. Содержания окислов хрома и никеля также резко варьируют в дунитах и в среднем заметно выше, чем в гарцбургитах; количество окислов титана и ванадия в гарцбургитах и дунитах почти одинаково. Стабильный состав гарцбургитов наряду с рассмотренными особенностями их структуры позволяет предполагать, что

Составы пород полосчатой серии

Окисел	Б72	Н123	Б79	Н119	А79	Б55	3311	В2334
SiO ₂	34,74	34,66	44,00	41,62	50,76	51,31	46,85	46,80
TiO ₂	0,13	0,13	0,17	0,04	0,11	0,19	0,73	0,13
Al ₂ O ₃	1,48	0,84	1,75	1,03	2,88	2,88	15,57	17,39
Cr ₂ O ₃	0,82	0,64	0,31	0,19	0,24	0,51	0,01	0,016
Fe ₂ O ₃	6,13	7,42	4,43	5,15	3,62	1,39	4,33	0,65
FeO	3,89	3,89	7,49	3,89	4,82	3,60	6,19	7,69
MnO	0,12	0,13	0,16	0,14	0,15	0,11	0,25	0,13
MgO	4,51	4,05	29,2	33,31	19,95	18,88	6,95	10,25
CaO	0,41	Сл.	7,95	7,14	14,34	18,92	13,02	12,61
Na ₂ O	0,08	0,05	0,14	0,10	0,29	0,27	1,58	0,98
K ₂ O	Сл.	0,05	0,05	0,05	0,05	Сл.	0,10	0,04
NiO	0,05	0,06	0,01	0,03	0,02	0,02	Н. д.	0,004
П.п.п.	11,49	12,51	4,65	7,33	2,91	1,83	4,34	2,68
Сумма	99,73	100,32	100,03	100,01	99,94	99,79	99,92	99,37
F*	11	13	18	12	18	12	45	31

Примечания: (А) Западные типы разрезов: Б72 — дунит; Б79 — верлит; А79 — клинопироксенит; 3311 — габбро-норит; (В) Восточные типы разрезов: Н123 — дунит; Н119 — верлит; Б55 — клинопироксенит; В2334 — габбро-норит.

* См. табл. 4.

формирование гарцбургитов связано с процессом рестирования верхней мантии в условиях ее частичного (?) плавления.

Ультраосновные метаморфиты, развитые по гарцбургитам и дунитам, слагают линейные зоны мощностью до 400 м северо-восточного простирания, которые пересекают внутреннюю структуру полей гарцбургитов и границу гарцбургит—дунит. Границы зон метаморфитов наклонены на юго-восток положе границ гарцбургит—дунит. Иногда метаморфиты разделяют дуниты и гарцбургиты.

Значительную часть метаморфитов представляют массивные оливин-антигоритовые породы, которые обычно сохраняются в висячем боку зон. Вблизи границы с гарцбургитами в них наблюдается реликтовая полосчатость и тени структуры гарцбургитов. Породы состоят на 60—70% из деформированного оливина (Fa_{8,6-10,5}) со спайностью, погруженного в листовато-чешуйчатый антигорит с редкими призмами новообразованного диопсида. Реликты акцессорного хромшпинелида сохраняются в ядрах среди магнетита и хлорита; по составу реликтовый хромшпинелид аналогичен акцессорию гарцбургитов. Характерно присутствие самородной меди, а также сульфидов железа и никеля.

Среди массивных оливин-антигоритовых пород и, как правило, в прикровлевой части зон метаморфитов встречаются тела, сложенные несерпентинизированными гарцбургитами. Размеры тел достигают сотен метров по протяженности и десятков метров мощности. От серпентинизированных гарцбургитов они отличаются гранобластовыми однородными структурами, полным отсутствием серпентина, иногда относительно высоким содержанием диопсида (3—5%) и повышенной глиноземистостью акцессорного хромшпинелида (см. табл. 1, 4, 3). На контакте свежих гарцбургитов и оливин-антигоритовых пород развита маломощная зона тальк-оливиновых пород. В гарцбургитах появляются тальк-оливиновые и антигорит-оливиновые прожилки, вначале редкие, а затем сгущающиеся в решетку ромбоздрического рисунка, в ячейках которой сохраняются овоидные и шарообразные включения свежих гарцбургитов. В кровле зон метаморфитов между серпентинизированными гарцбургитами и оливин-антигоритовыми породами местами наблюдаются постепенные переходы от гарцбургитов с хризотилом к оталькованным гарцбургитам (тальк в псевдоморфозах по энстатиту), далее — к оливин-куммингтони-

товыми породам, где магнезиальный куммингтонит замещает тальк и в свою очередь замещается оливином второй генерации. К внутренней части зон этот ряд образований сменяется массивными оливин-антигоритовыми породами.

Таким образом, в прикровлевой части разреза зон сохраняются участки наиболее высокотемпературных изменений серпентинизированных гарцбургитов — вторичные безводные парагенезисы, на которые вновь накладывается ретроградный метаморфизм.

В подошве метаморфических зон массивные оливин-антигоритовые породы сменяются сланцами и бластомилонитами того же состава с порфиорокластовыми, сланцевато-очковыми структурами. Сланцы содержат будинированные линзовидные блоки дунитов протяженностью до километра и мощностью до первых сотен метров. Дуниты часто перекристаллизованы и десерпентинизированы с образованием пегматоидных гигантскристаллических структур; большие тела перекристаллизованы с периферии, мелкие — обычно полностью. Оливин этих дунитов имеет повышенную магнезиальность ($F_{a_{5,7-8,2}}$) и насыщен тонкими включениями хромшпинелида и магнетита. Оливин обладает четкой спайностью и деформирован с образованием тонкозернистого гранобластового агрегата оливина по периферии крупных зерен или вдоль трещин, пересекающих их. Аксессуарный хромшпинелид перекристаллизованных дунитов заметно укрупнен и отличается повышенной хромистостью и железистостью от аксессуория дунитов, не испытавших перекристаллизации.

Как видно, в целом оливин-антигоритовые, тальк-антигоритовые и куммингтонит-оливиновые породы наследуют химический состав серпентинизированных гарцбургитов, сохраняя отношение $RO/SiO_2 \approx 1,7$ и железистость $F=10$, что свидетельствует об изохимическом характере метаморфизма. Преобладание закисного железа над окисным и относительно пониженное содержание воды в оливин-антигоритовых породах отражают их образование при более высоких температурах, нежели ранняя серпентинизация гарцбургитов, т. е. метаморфизм был прогрессивным по отношению к ней. Образование устойчивой ассоциации оливин + антигорит + магнетит + (клинопироксен), близкой к равновесной, отвечает условиям метаморфизма хлоритоидной субфации зеленых сланцев (Evans, Trommsdorff, 1970). Десерпентинизация дунитов происходила, по-видимому, в тех же условиях, при температуре ($t \geq 500^\circ$), превышавшей поле устойчивости хризотила и брусита серпентинизированных дунитов.

Состав и гранобластовые структуры свежих гарцбургитов позволяют рассматривать их как проявление наиболее высокотемпературной стадии ($t \geq 750^\circ C$) прогрессивного метаморфизма, протекавшего на ранних этапах формирования линейных зон ультраосновных метаморфитов.

Породы дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой (полосчатой) серии в ненарушенных разрезах Пайерского покрова подстилают и перекрывают гарцбургиты. Непосредственно к последним примыкает зона дунитов мощностью до сотен метров, за которой следует зона частого и неритмичного чередования эшелонированных линз, пропластков клинопироксеновых дунитов, верлитов, клинопироксенитов, связанных постепенными переходами. Мощность этой зоны достигает местами километра, тогда как мощность отдельных тел меняется от долей метра до сотен метров. Текстурам пород зоны переслаивания присущи пятнистость, неравномерная зернистость, беспорядочная ориентировка и изменчивость количественных соотношений породообразующих минералов. Восточнее гарцбургитов разрез этой зоны наращивается через троктолиты битовнитовыми (Ap_{85-89}) габбро-норитами и эвкритами, слагающими большую часть серии. Обладающая однородной, выдержанной равномерно-зернистой структурой, они характеризуются пониженной кремнекислотностью, высокой магнезиальностью, а также устойчивыми высокими содержаниями

окси кальция и глинозема при низком содержании титана (см. табл. 1, рис. 2). Состав этих габбро-норитов и эвкритов аналогичен составу габбро срединно-океанических поднятий (Bailey, Blake, 1974).

В восточных габбро-норитах присутствуют ксенолиты дунитов и верлитов, вытянутые вдоль общего простирания границ полосчатой серии. Мощности и протяженности ксенолитов меняется от метров до сотен метров. Тела этих пород имеют симметричное строение: дуниты центральной части окружены оторочкой верлитов, клинопироксенитов, сменяющихся к контакту с габбро-троктолитами. Такая же зональность наблюдается и в экзоконтактах жил габбро-норитов, проникающих в дуниты.

Породы полосчатой серии детально охарактеризованы В. Ф. Морковкиной (1968). Мы лишь отметим, что химические составы пород зоны переслаивания, окаймляющих гарцбургиты с запада и востока, очень близки, а их общая железистость и железистость оливина нарастают от дунитов к габбро (см. рис. 2). Наиболее железистые дуниты, контактирующие с габбро, по составу близки к метадунилам Кытлымского массива (Ефимов, Ефимова, 1967). Пироксены клинопироксенитов полосчатой серии имеют более железистый состав и содержат больше титана, но меньше кальция и хрома, чем клинопироксены гарцбургитов и вебстеритовых жил.

Резкое несогласие структуры гарцбургитов (см. рис. 1) и границ пород полосчатой серии, а также ее перечисленные характеристики приводят нас к выводу, что дуниты, верлиты, клинопироксениты и троктолиты зоны переслаивания представляют собой продукты реакционных взаимодействий (магматического и высокотемпературного метасоматического замещения) габбро-норитов с твердыми блоками гарцбургитов. Оливин-анортитовый парагенезис троктолитов отражает формирование пород реакционной зоны при низких давлениях и температурах гранулитового уровня.

Метаморфизм пород полосчатой серии в Пайерском покрове резко различен. В подошве гарцбургитов наряду с верлитами и клинопироксенитами, содержащими хромшпинелид, широко распространены шпинелевые (герцинит-плеонастовые) верлиты, вебстериты и лерцолиты. Шпинелевые лерцолиты имеют очково-полосчатые текстуры и переменное соотношение минералов с варьирующей и в целом повышенной железистостью. Апотроктолитовая природа этих лерцолитов устанавливается по замещению оливин-анортитового парагенезиса шпинель-клинопироксен-ортопироксен (+ оливиновым), что отвечает гранулитовой фации метаморфизма средних давлений. Наблюдаются также шпинель-амфибол-ортопироксен-оливиновые породы с коронитовыми структурами, особенно четко наследующими текстуры плагиоклазовых гипербазитов. По всем этим породам развиваются гранат-цонзит-роговообманковые амфиболиты, фиксирующие более поздний этап амфиболитового метаморфизма.

Габбро восточной полосы превращены на значительных площадях в своеобразные актинолит-анортитовые (Ap_{90-96}) породы с параллельно-полосчатой и складчато-полосчатой текстурами, среди которых габбро, верлиты и клинопироксениты содержатся в виде тектонических блоков. Контакты этих пород выражены резкой сменой массивного габбро освещенной актинолит-анортитовой породой, в которой пироксены замещены актинолитом, а анортит сохраняется свежим. Подобные изменения габброидов были описаны в Срединно-Атлантическом хребте (Coombs, 1961) как метаморфизм погребения и позднее рассматривались как метаморфизм океанического дна, проходивший в условиях зеленосланцевой фации (Миасиро и др., 1973). По химическому составу эти породы, как и их океанические аналоги, обеднены в сравнении с исходным габбро железом, кремнием и обогащены магнием, кальцием и алюминием (см. табл. 5). По-видимому, эти преобразования отражают этап мета-

морфизма зеленосланцевого уровня с участием процессов низкотемпературного метасоматоза в приповерхностной части разреза океанической коры.

Толща диабазов и габбро-диабазов располагается восточнее и выше по разрезу габбро-гипербазитового комплекса (см. рис. 1). Подошва толщи с резким несогласием ложится на различные породы полосчатой серии и наклонена к юго-востоку ($10-60^\circ$). В основании разреза залегают средне- и крупнозернистые габбро-диабазы и амфиболовые габбро (до 600 м), состоящие из роговой обманки, замещающей авгит, и плагиоклаза (Ap_{30-60}), часто преобразованные в пятнистые пегматоидные габбро-амфиболиты.

Верхи толщи представлены диабазами, нижняя часть разреза которых имеет массивную текстуру; выше по разрезу часто хорошо выражена структура параллельных даек («sheeted complex»; Mooges, Vine, 1971), часто сложных, ветвящихся, с многократными внедрением дайки в дайку и симметричными или односторонними зонами закалывания. Закалочные зоны имеют на каждом из участков общие простирания, но меняются от места к месту и наклонены круче подошвы толщи. Соотношение габбро-диабазов и диабазов сложные: встречаются дайки и жилы габбро-диабазов, секущие диабазы и включающие их угловатые ксенолиты; вместе с тем габбро-диабазы пронизаны дайками диабазов и содержатся в них в качестве ксенолитов. Многократные попеременные внедрения этих пород одна в другую, очевидно, свидетельствуют о постепенных переходах между ними и близком времени образования. Диабазы даек часто содержат ксенолиты и крупные блоки пород полосчатой серии. Нигде в районе не наблюдалось, чтобы дайки диабазов прорывали гарцбургиты. В верхней части толщи диабазов встречаются ксенолиты, сложенные кремнистыми сланцами, вторичными кварцитами и породами с реликтовой слонисто-обломочной структурой ($SiO_2 - 60-77\%$; $Na_2O + K_2O - 1-11\%$). Среди диабазов содержатся редкие и маломощные дайки альбитофиров. Общая мощность толщи не превышает 1,5 км.

Лагортинский покров, крайний восточный в Войкарском пакете, своей центральной частью перекрывает различные горизонты разреза подстилающего Пайерского покрова. Его южный фланг надвинут на metabазиты Хулгинского покрова, а северный, между массивами Рай-Из и Войкаро-Сыньинским, — на толщу Молюдшорского покрова, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации. В подошве покрова располагается зона тонкополосчатых амфиболитовых бластомилонитов плагиоклаза (Ap_{30-60})-роговообманкового состава. Участками амфиболиты содержат пропластки плагиомигматитов, а также жилы и линзы плагиогранитов. Мощность зоны не превышает первых сотен метров. Бластомилониты содержат тектонические блоки гипербазитов, габбро (в том числе и актинолит-анортитовое) и диабазов, испытавших разные стадии амфиболитизации. Количество и размеры этих включений убывают на восток и вверх по разрезу зоны амфиболитов.

Полосчатость пород наклонена к юго-востоку ($40-60^\circ$) и очерчивает изоклинальные складки течения, опрокинутые к северо-западу. С главной зоной амфиболитовых бластомилонитов подошвы Лагортинского покрова сопряжены многочисленные оперяющие зоны бластомилонитов того же состава, которые проникают в породы кровли подстилающих покровов, расчленяют их на блоки и включают обломки их пород.

Разрез Лагортинского покрова наращивается толщей тоналитов кварц-(биотит)-плагиоклаз-роговообманкового состава, мощность которых не превышает нескольких сотен метров. На северном и южном флангах покрова амфиболиты сменяются тоналитами через зону частого переслаивания амфиболитов, лейко- и меланократовых тоналитовых мигматито-гнейсов полосчатого, реже артеритового облика. Последние состоят из переменных количеств роговой обманки, плагиоклаза, квар-

ца и иногда биотита. В средней части покрова амфиболиты и мигматитогнейсы сохранились не повсеместно и тоналиты контактируют с габбро и диабазами подстилающего Пайерского покрова, а жилы тоналитов проникают в толщи этих пород на десятки-сотни метров от контакта. В эндоконтактной зоне тоналиты содержат ксенолиты клинопироксенитов, габбро, диабазов и амфиболитов, количество которых убывает внутрь тоналитов. В зоне западного контакта тоналиты часто имеют полосчатые бластомилонитовые структуры, в которых полосчатость наклонена на юго-восток (до 60°) и изогнута в складки течения, опрокинутые к северо-западу.

Соотношения пород Лагортинского покрова с подстилающими толщами и состав ксенолитов показывают, что они образовались последними в офиолитовой ассоциации района. Определения абсолютного возраста тоналитов калий-аргоновым методом (Лупанова, Маркин, 1964) позволяют наметить время окончания формирования офиолитовой ассоциации в 420—440 млн. лет. Такой же возраст имеют и амфиболиты Войкарского массива. Таким образом, офиолитовая ассоциация в ее окончательном объеме сложилась в предорогенный этап геологической истории района.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Офиолитовая ассоциация пород на Войкаро-Сыньинском массиве обнажается в сложной покровной структуре. Она формировалась на предорогенном этапе эволюции в ходе обдукционного скупивания палеоокеанической окраины перед континентом и сложена разновозрастными комплексами: а) гипербазитов и габбро, б) диабазов и в) амфиболитов, плагиогранитов и тоналитов, представляющих в приведенной последовательности все более молодые образования.

Полосчатые гарцбургиты выдержанного состава, формировавшиеся, возможно, при рестировании верхней мантии (и сохранившие черты частичного (?) плавления), несут следы наиболее древних пластических деформаций, предшествовавших их совмещению с габбро. Габбро, габбро-нориты и связанная с ними реакционная полосчатая серия пород резко дискордантны к структурам гарцбургитов и образовались на следующем этапе формирования ассоциации.

Ранний метаморфизм габбро и гипербазитов в коровых условиях выразился в образовании гранатовых гранулитов по габбро и герцинит-оливин-двупироксеновых пород по троктолитам, подстилающим гарцбургиты. В верхней части разреза океанической коры габбро испытали своеобразный метаморфизм зеленосланцевой фации. К концу этого этапа, вероятно, закончилась ранняя массовая серпентинизация гипербазитов.

Образование комплекса диабазов отражает самостоятельный этап внедрения базальтовой магмы между сформированным габбро-гипербазитовым комплексом пород, испытавших к этому времени существенные преобразования, и океаническими осадками. По-видимому, это внедрение синхронно накоплению осадков и базальтоидных вулканитов досреднедевонской части разреза.

Окончательный облик офиолитовой ассоциации в значительной мере обусловлен процессами локального метаморфизма, сопровождавшего глубинное шарьирование и скупивание гипербазитов, габбро и диабазов на предорогенном этапе. На этом этапе в пологих зонах проскальзывания внутри гипербазитов образовались оливин-антигоритовые, куммингтонит-оливиновые породы и сопутствующие им ультраосновные метаморфиты, в габбро-норитах и гранатовых гранулитах, подстилающих гипербазиты, — гранат-цоизитовые амфиболиты, а в габброидах, перекрывающих гипербазиты, в диабазах — плагиоклаз-роговообманковые амфиболиты. Метаморфизм амфиболитовой фации спаял на этапе транспортировки все группы пород офиолитовой ассоциации в единое тело сложно-построенного фундамента океанической структуры.

Литература

- Алешков А. Н.* Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала.— Матер. компл. экспед. исследов. АН СССР, вып. 18, 1929.
- Буртман В. С., Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С., Шульц С. С.* Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня.— Сов. геология, 1974, № 3.
- Войновский-Кригер К. Г.* Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала.— Сов. геология, 1945, № 6.
- Войновский-Кригер К. Г.* Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала).— Бюл. МОИП, 1967, т. 42, вып. 3.
- Волков С. Н.* Эйфельские конгломераты восточного склона Приполярного Урала.— Матер. ВСЕГЕИ. Общая сер., 1948, вып. 8.
- Дергунов А. Б., Казак А. П., Молдаванцев Ю. Е.* Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал).— Геотектоника, 1975, № 1.
- Добрецов Н. Л.* Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов.— Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 6.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В.* Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., «Недра», 1974.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П.* Кытлымский платиноносный массив. М., «Недра», 1967.
- Заварицкий А. Н.* Перидотитовый массив Рай-Из на Полярном Урале. Изд. Главн. геол.-разв. объединения. Л., 1932.
- Лупанова Н. П., Маркин В. В.* Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинория.— Тр. геол. музея им. А. П. Карпинского АН СССР, вып. XII. М., «Наука», 1964.
- Миасиро А., Сидо Ф., Юнг М.* Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с. ш.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Молдаванцев Ю. Е.* Особенности проявления интрузивного магматизма на Полярном Урале (Пример длительно существующей унаследованной глубинной зоны магматической активности).— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Морковкина В. Ф.* Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., «Наука», 1968.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В.* Офиолиты и земная кора.— «Природа», 1974, № 2.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С.* Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 163, № 3.
- Перфильев А. С.* Особенности тектоники севера Урала. М., «Наука», 1968.
- Пучков В. Н.* Лемвинская зона Полярного Урала и ее гомологи.— В сб.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М., «Наука», 1975.
- Савельева Г. Н.* Метаморфическая зона в ассоциации с гипербазитами Войкаро-Сыньинского массива.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала, т. II. Свердловск, 1974.
- Савельева Г. Н., Шляхова Х. Т.* Плагиограниты Войкаро-Сыньинского массива.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР, сб. 6. Сыктывкар, 1970.
- Херасков Н. П.* Геосинклинальные формации уралид западного склона Урала. Тектоника и формации. Избр. тр. М., «Наука», 1967.
- Vailey E. H., Blake M. C.* Major chemical characteristics of mesozoic Coast range ophiolite in California.— J. Res. U. S. Geol. Surv., 1974, v. 2.
- Coombs D. S.* Some recent work on the lower grade metamorphism.— Aust. J. Sci., 1961, No. 24.
- Evans B. W., and Trommsdorff V.* Schweizerische Regional Metamorphism of Ultramafic Rocks in Central Alps.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1970, B. 50, No. 3.
- Hess H. H.* In Submarine Geology and Geophysics.— Colston Papers, v. 17, London, Butterworth, 1965.
- Moore E. M.* Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece.— Geol. Soc. America, Spec. Papers, 1969, No. 118.
- Moore E. M., Vine F. J.* The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evolution and implication.— Philos. Trans. Roy. Soc., London, A268, 1971, No. 1, 192.
- Roever de W. R.* Sind die alpinotipen Peridotitmassen vielleicht tectonisch, verfrachtete Bruchstücke der Peridotiterschale.— Geol. Rundschau, 1957, B. 46, No. 1.
- Steinmann G.* Geologischen Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schwarzdtsche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine.— Freib. naturf. Gesell. Bericht, H. 16, 1906.
- Vine F. J., Hess H. H.* In the sea. New York, London, Wiley. Interscience, 1970.

УДК 551.24 (234.32)

Ф. Ж. ДИТРИХ

ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНЫХ АЛЬП: РАБОЧАЯ ГИПОТЕЗА, ОСНОВАННАЯ НА ТЕКТОНИКЕ ПЛИТ

В основу анализа альпийского орогенеза в Восточных Альпах положена модель тектоники плит. Основные процессы происходили здесь в следующей последовательности: 1) в течение поздней юры и раннего мела образовывалась океаническая кора типа срединно-океанических хребтов в Пеннинском океане; 2) в позднем мелу и эоцене океаническая кора разрушалась в зоне субдукции и 3) в позднем эоцене — позднем миоцене столкновение двух континентальных плит сопровождалось вертикальным поднятием.

ВВЕДЕНИЕ

Эта работа представляет собой синтез детальных исследований, посвященных изучению офиолитового детрита в верхнемеловом и третичном североальпийском флише и в отложениях формации Гозау (Dietrich, 1976; Dietrich, Franz, 1976). Палинспастические реконструкции Северных Известковых Альп базируются также на предположении, что к северу от тектонического окна Тауэрн не происходило крупных горизонтальных перемещений (рис. 1, 2, а, б).

Образование океанической коры в результате растяжения континентальной плиты и последующее разрушение океанических образований в зоне субдукции рассматриваются в качестве основных механизмов альпийского орогенеза. Разрез осадочных пород Восточных Альп интерпретируется в связи с этой моделью тектоники плит. Предлагаемая гипотеза позволяет разбить альпийский орогенез на пять тектонических фаз.

Первичный рифтогенез в Восточных Альпах (пермо-триас — 235—200 млн. лет). В течение пермо-триаса вдоль Восточных Альп образовалось две различные системы рифтов. В северной системе рифтов происходило образование осадочных прогибов Северных Доломитовых Альп (между Зальцбургом и Веной), выполненных обломочными породами, эвапоритами и в меньшей степени щелочными базальтами пермо-триаса. Южная система рифтов (см. рис. 2, а, б) заложилась параллельно предполагаемому палеозойскому разлому — линеamentу Пустартел — Гейлталь (Gansser, 1968). Она прослеживалась от поля нижнепермских риолитов и игнимбринов у Боцена (Боценские кварцевые порфиры) на западе до области распространения «диабаз-роговиковой» формации в Динаридах на востоке.

В пределах этой системы накапливались эвапориты, а также подводные щелочные базальты и формировались интрузии (типа предацитов и монзонитов Предаццо, см. рис. 1). В этих рифтовых системах не происходило образования океанической коры, а южная из них не продолжалась в Западные Альпы. Однако северная граница Северной рифтовой системы в последующем послужила зоной, вдоль которой в ранней юре начал раскрываться Пеннинский океан.

Образование Пеннинского океана (юра — 195—150 млн. лет, рис. 2, в, г). На основании тектонических и палеогеографических реконструкций для Западных Альп в их пределах были выделены две различ-

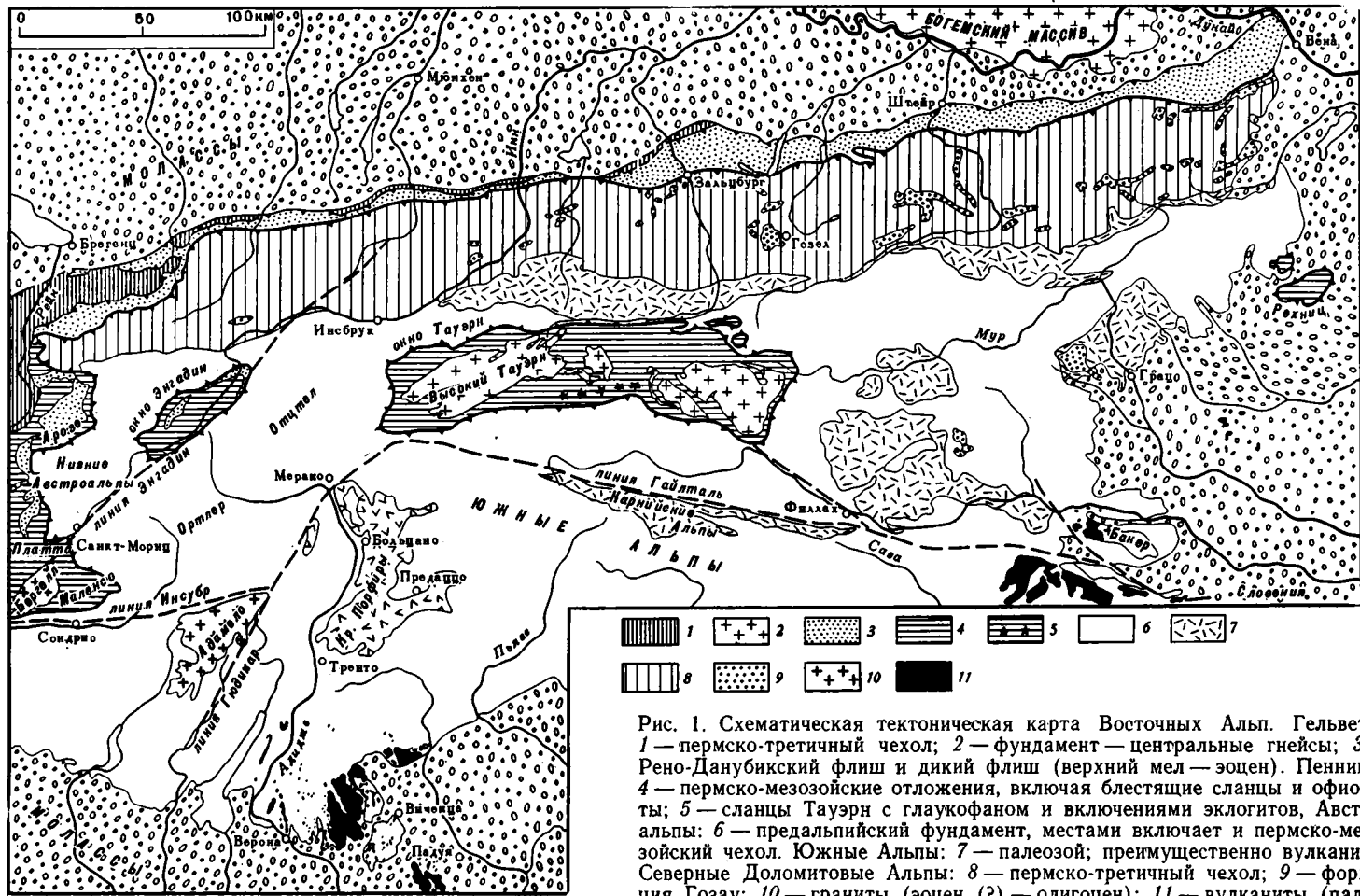


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Восточных Альп. Гельветы: 1 — пермско-третичный чехол; 2 — фундамент — центральные гнейсы; 3 — Рено-Данубийский флиш и дикий флиш (верхний мел — эоцен). Пеннины: 4 — пермско-мезозойские отложения, включая блестящие сланцы и офиолиты; 5 — сланцы Таурэн с глаукофаном и включениями эклогитов, Австроальпы: 6 — предальпийский фундамент, местами включает и пермско-мезозойский чехол. Южные Альпы: 7 — палеозой; преимущественно вулканиты. Северные Доломитовые Альпы: 8 — пермско-третичный чехол; 9 — формация Гозау; 10 — граниты (эоцен (?) — олигоцен); 11 — вулканиты (палеоцен — плиоцен)

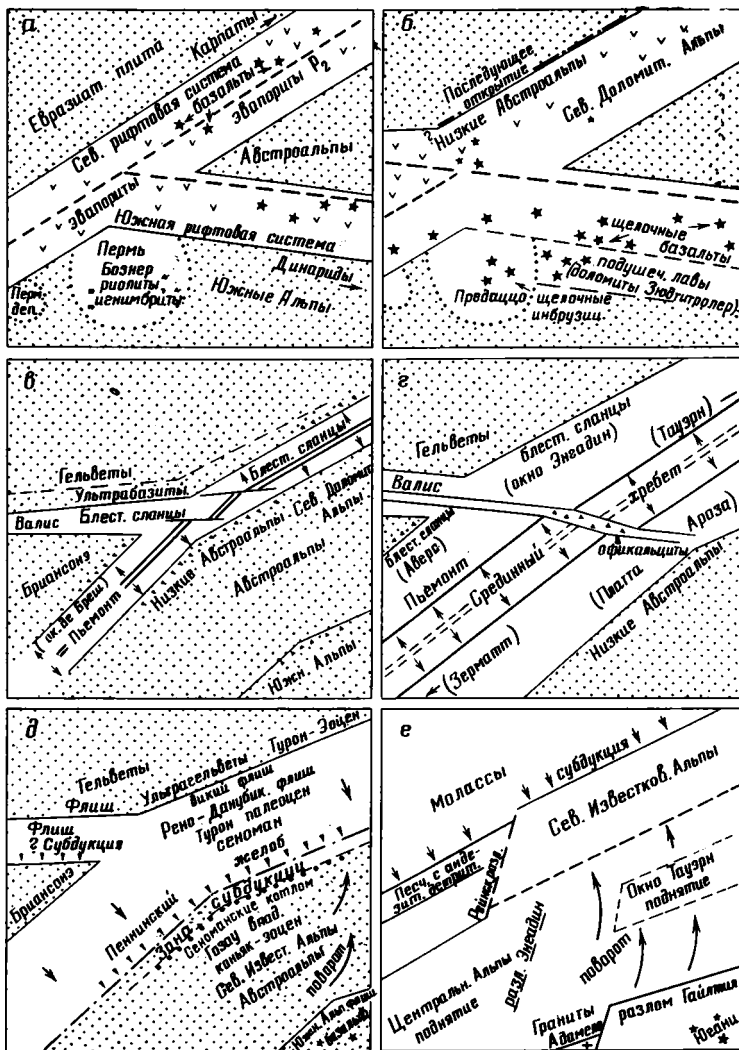


Рис. 2. Палеогеографические реконструкции Центральных и Восточных Альп (звездочки — базальты, галки — эвапориты, треугольники — брекчии).
 а — скифско-анизийское время; б — ладинско-карнийское время; в — средняя юра — открытие Пеннинского океана; г — позднеюрское — нижнемеловое время — океаническая фаза; д — сеноманско-эоценовое время — фаза субдукции; е — позднеэоценово-олигоценовое время — столкновение континентальных плит

ные Пеннинские океанические зоны юрского и мелового возраста (Титру, 1960, 1975). Эти зоны разделяются «платформой» Бриансонэ. По направлению на восток (в районе тектонического окна Энгадин) эти зоны сливаются и продолжают далее, видимо, как единый пояс. Поэтому на палинспастическом разрезе (рис. 3) показан один Пеннинский пояс. Пьемонтская зона прослеживается на юге вдоль континентального склона Австроальпийско-Южноальпийско-Адриатической плиты (Карнийская плита по Dewey et al., 1973).

Время открытия Пеннинского океана может быть определено по возрасту брекчий, которые формировались на южном и северном континентальных склонах (см. рис. 2, в), Нижне- и среднеюрские брекчии пред-

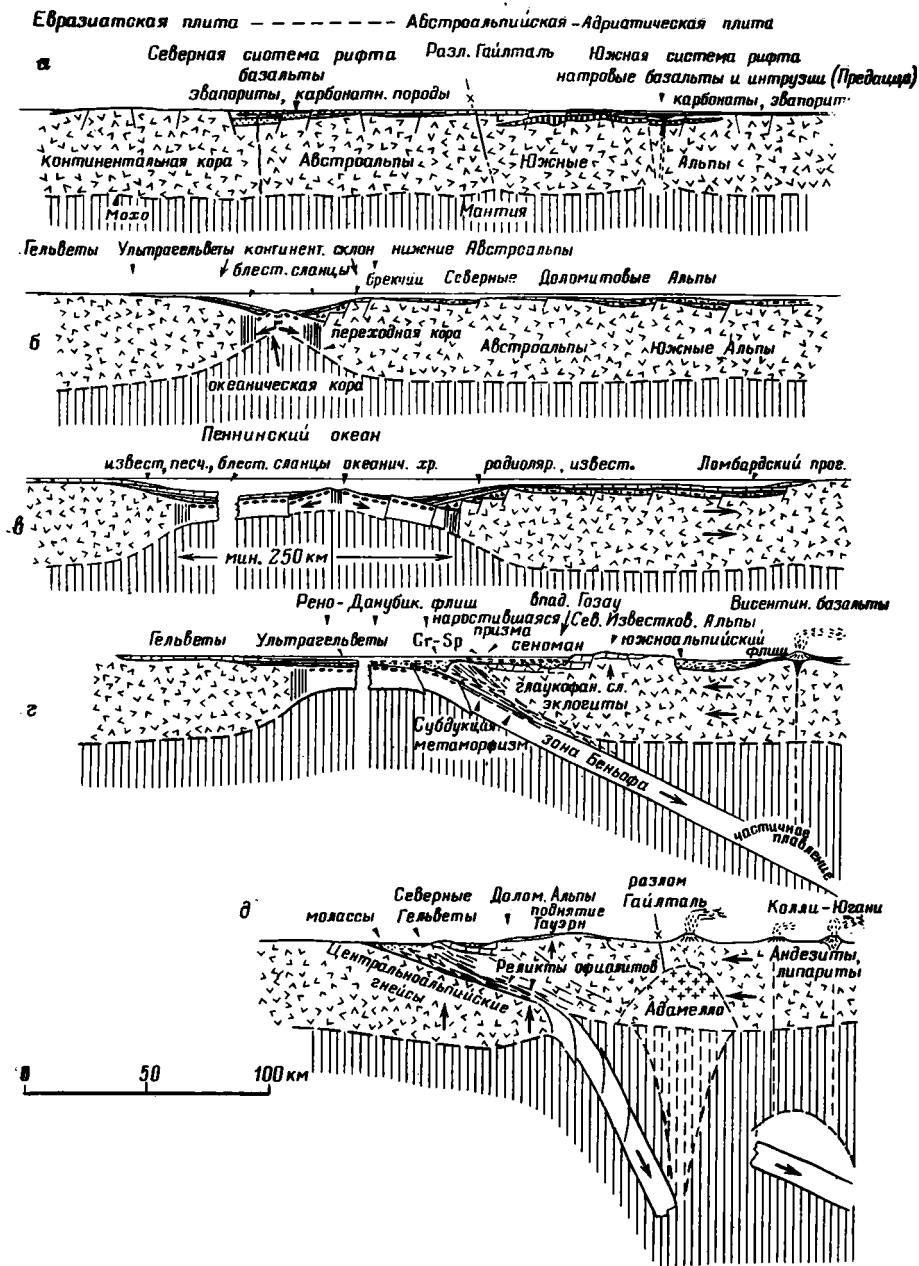


Рис. 3. Палинспастические разрезы через Восточные Альпы (поздняя пермь — олигоцен) для каждой из пяти тектонических фаз.
 а — поздняя пермь — триас (235—200 млн. лет); б — средняя юра (170 млн. лет); в — поздняя юра — ранний мел (150—110 млн. лет); г — сеноман — эоцен (100—45 млн. лет); д — поздний эоцен — олигоцен (43—30 млн. лет), столкновение континентальных плит

ставляют собой важный элемент в строении нижних австралийских покровов Гризона (южный склон Пьемонта), так же как и в покровах Бреш в Предальпах и в лежащих на их продолжении покровах Шамс Гризона (северный склон Пьемонта). Валлисский пояс протягивается вдоль Евразийского континентального склона на север (Ультрагельвет-

ский и Гельветский районы). Возраст значительной части разреза валлиских блестящих сланцев (*schistes lustres*) не установлен, поэтому время образования Валлиского Пеннинского трога не может быть точно датировано, но, по-видимому, в течение средней или поздней юры происходило расширение дна моря, несомненно продолжавшееся в раннем мелу.

Океаническая фаза (поздняя юра — ранний мел, 150—110 млн. лет, рис. 2, г и 3, в). Наиболее важным показателем образования океанической коры типа срединно-океанических хребтов и тем самым спрединга служат выходы пород офиолитовой ассоциации (в определении офиолитов, данном на Пенроузской конференции 1972 г. и принятом международной рабочей группой проекта «Офиолиты...» МПГК).

В Пьемонтском поясе океанических пород (Пьемонтский океан) океаническая кора типа срединного хребта представлена весьма широко, хотя часто отдельные элементы разреза офиолитов тектонически разобщены. Он прослеживается от Апеннин до Вены или от офиолитов зоны Цермат (Bearth, 1974) через покровы Ароза-Платта (Dietrich et al., 1974), тектонические окна Энгадин и Тауэри до зоны Рейхнитц. Во многих разрезах видно, что верхнеюрские радиоляриевые кремнистые сланцы и кальционелловые известняки переслаиваются с подушечными лавами и перекрываются сланцами и алевролитами нижнего мела. Блестящие сланцы Западных Альп и части Гризона (блестящие сланцы Аверзера) представляли собой образования континентального склона Пеннинского океана. В ряде районов они включают прослой подушечных лав, силлы и туфы, а также реликтовые обломки габброидов и ультрабазитов.

В Валлиском поясе океанических пород (простирающемся от Вануаза до Гризона и Форарлберга) обнажается разрез блестящих сланцев, возможно, юрского и, несомненно, нижнемелового возраста, мощность которого несколько километров. Обильные прослой основных вулканитов (подушечные лавы, силлы и туфы), местами замещающие и обычно переслаивающиеся с блестящими сланцами, не имеют характера стандартной последовательности, свойственной офиолитам. Серпентиниты здесь встречаются в узких фрагментарных линзах среди интенсивно деформированных пород. Габброиды очень редки. Все это позволяет предполагать, что линейный трог, который выполнялся обломочными породами, не испытывал процессов бокового растяжения или спрединга.

Субдукция коры Пеннинского океана (сеноман — эоцен, 100—45 млн. лет, рис. 2, д и 3, г). Резкое увеличение размеров Срединно-Атлантического хребта в течение сеноманского и кампанского времени сменилось более быстрым спредингом (Haas, Pitman, 1973), и как следствие этого происходило относительное перемещение Евразийской и Африканской плит (Dewey et al., 1973). Палеомагнитные данные для Южных Альп и Италии (Soffel, 1974; Lowrie, Alvarez, 1975; van den Berg et al., 1975) указывают на то, что район Италии (называемый в этой статье Австроальпийско-Южноальпийско-Адриатической плитой) испытывал левостороннее вращение. В этот период началось закрытие Пеннинского океана. Процесс сопровождался широким формированием мощных толщ флиша в трогах вдоль северной окраины нижних Австрийских Альп. Субдукция и поддвиг Пеннинской океанической литосферы были направлены на юг, под австроальпийско-южноальпийскую сиалическую кору. Несколько важных признаков указывают на направление и угол наклона зоны субдукции: наличие обломков офиолитов во флише и отложениях формации Гоцау, присутствие интенсивно метаморфизованных реликтов офиолитов в тектонических окнах и тип раннетретичного — олигоценового вулканизма на юге Восточных Альп.

а) Офиолитовый детрит встречается во флише Северных Альп (верхнемеловой Рено-Данубийский флиш и эоценовый дикий флиш) и в

верхнемеловых отложениях Гозау (Северные Доломитовые Альпы) (Dietrich, Franz, 1976).

Позднемеловые и эоценовые впадины выполнены конгломератами, брекчиями, песчаниками, мергелями, глинистыми сланцами и в меньшей степени рудистовыми известняками. Эти отложения трансгрессивно перекрывают уже деформированный разрез мезозоя Доломитовых Альп. Базальные конгломераты и брекчии, так же как и другие горизонты обломочных пород формации Гозау, могут служить маркирующими горизонтами для датировки различных фаз альпийской складчатости.

Подобно грубозернистым и плохоокатанным обломкам в отложениях формации Гозау в терригенных породах верхнего сантона — нижнего кампана Доломитовых Альп встречаются также обломки пород офиолитовой ассоциации:

песчаники с фрагментами metabазальтов, серпентинитов и офикальцита во многих прослоях содержат относительно многочисленные зерна хромшпинелидов;

отдельные разности песчаников состоят из серпентина и зерен офикальцита, а прослой конгломератов включают гальку metabазальтов (подушечных лав), гиалокластитов, габброидов, серпентинитов и офикальцита.

Офиолитовые включения хорошо окатаны, отполированы и относительно невелики по размерам (не более 50 мм в диаметре). Они обладают недеформированной текстурой, и ассоциация метаморфических минералов в них (хризотил-лизардитовые серпентиниты, а офикальциты, так же как и metabазальты, изменены в цеолитовой и нижней зеленосланцевой фациях) отвечает относительно низкой степени метаморфизма океанической коры.

Анализ обломочного материала формации Гозау верхнесантонского — нижнекампанского возраста свидетельствует о том, что офиолитовый детрит переносился на значительное расстояние интенсивными потоками и турбидитными течениями. Для сравнения подчеркнем, что блоки карбонатных пород (некоторые, самые крупные, достигают размеров с дом) были принесены в прогибы с близлежащего склона континента или платформы Доломитовых Альп.

Следовательно, система впадин или трогов Гозау рассматривается как локальные прибрежные бассейны внутри разрастающейся призмы между континентальным шельфом (Северные Доломитовые Альпы) и наклоненной линзой флиша, которая формировалась над зоной субдукции. Сходные современные впадины в системе дуга — желоб имеются в ряде мест в Тихом океане (Seely et al., 1974; Karig, Shagman, 1975). Офиолитовый детрит смывался с погружавшихся линз основания и осадков пеннинской океанической коры.

б) Реликты офиолитов обнажаются в нескольких тектонических окнах Северных Доломитовых Альп, например в Энгадине и Тауэрне (Bickle, Pearce, 1975), а также в офиолитовой зоне Грисона — Ароза, Платта и Маленко (Dietrich et al., 1974) (рис. 4). В окне Тауэрн зона субдукции фиксируется по поясу распространения голубых сланцев и эклогитов (Miller, 1974) (рис. 4). Для сравнения укажу, что в тектонических окнах Австрийских Альп раннеальпийский высокотемпературный метаморфизм датируется возрастом от 105 до 65 млн. лет и является парным для низкотемпературного пояса. В последующем весь регион подвергся воздействию «центральноальпийской» фазы высокотемпературного метаморфизма, время проявления которой датируется от 38 до 8 млн. лет (наиболее полный обзор данных приведен в работе Frey et al., 1974).

в) Раннетретичная — олигоценовая магматическая (в основном вулканическая) активность в Южных Альпах выразилась излиянием изве-

стково-щелочных пород (базальтов Винченцы и андезитов — риолитов в Эгани и в юго-восточной части Альп). Она, возможно, была связана с частичным переплавлением погружавшейся океанической плиты (см. рис. 3, г). Минимум несколько сотен километров океанической коры в соответствии с геометрическими построениями было погружено в зону субдукции. Быстрый процесс субдукции сопровождался метаморфизмом высоких давлений. Эпизодически могли происходить движения, направленные в обратную сторону. В заключительную стадию субдукции образовались пластины, сложенные различными породами (высокие пеннинские покровы и покровы Нижних Австрийских Альп), которые на меридиональных разрезах занимают положение между Лихтенштейном и Сент-Морицом, а также обнажены в тектонических окнах Энгадина и Тауэрна.

Сближение Евразийской и Австроальпийско-Адриатической плит и последующее вертикальное поднятие (поздний эоцен — поздний миоцен, 42—5 млн. лет, см. рис. 2, а и 3, г).

В результате вращения против часовой стрелки Адриатическая плита переместилась на север в направлении Евразийской плиты, и при столкновении этих двух континентальных плит произошло поддвижение сиалической коры Евразийско-Южноальпийско-Адриатической плиты. Образовавшаяся в результате этого необычно мощная сиалическая кора вызвала процессы изостатического выравнивания и в связи с этим вертикальные поднятия крупного масштаба в области Центральных Альп. Они сопровождались в течение олигоцена и миоцена интенсивным эрозийным срезом Альп и образованием к югу и северу от них молассовых отложений. Таким образом в результате эрозии и поднятий обнажились нижние горизонты сиалической коры — центральные гнейсы и перекрывающие их глаукофановые сланцы и эклогиты пеннинских покровов (см. рис. 4).

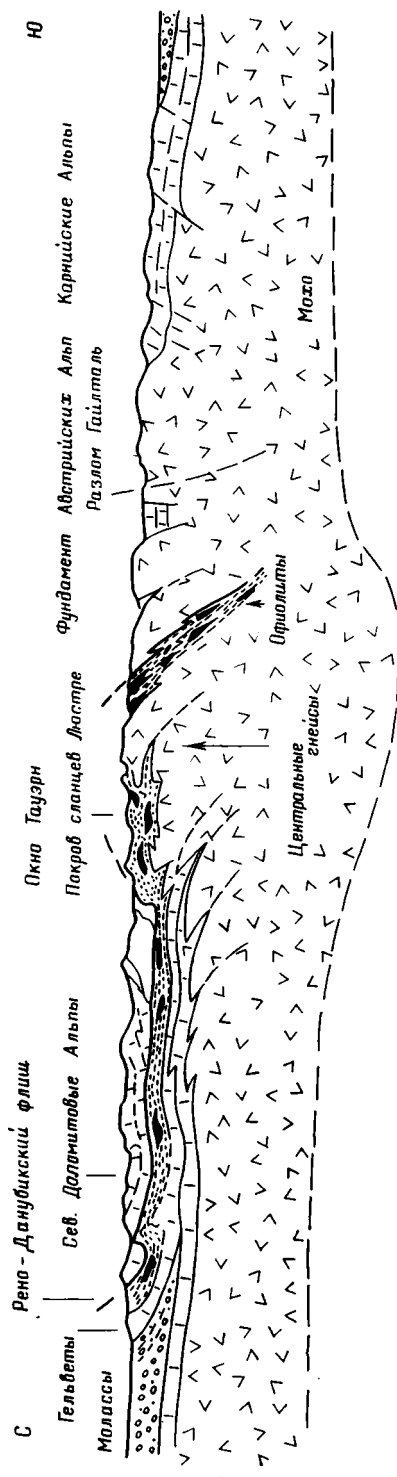


Рис. 4. Заключительная стадия. Меридиональный разрез через Восточные Альпы. Предполагаемый покров океанической коры полностью был размыт

По-видимому, процессы субдукции под Южные Альпы продолжались и в течение олигоцена и миоцена, и в результате образовывалась гранодиоритовая и тоналитовая магма массивов Адамелло, Бергелл и Бахер (рис. 4), происходило излияние андезитовых и риолитовых лав (Колли-Югани и Кроаца в Словении), а также проявлялись процессы высоко-температурного «центральноальпийского» метаморфизма.

Литература

- Bearth P.* Zur Gliederung und Metamorphose der Westalpen.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1974, v. 54.
- Berg J., van den Klootwijk C. T., Wonders T.* Implications for the rotational movement of Italy from current paleomagnetic research in the Umbrian sequence, northern Apennines: Abstract, Geodynamic Symposium. Amsterdam, 1975.
- Bickle M. J., Pearce J. A.* Oceanic mafic rocks in the eastern Alps.— Contr. Mineral. Petrol., 1975, v. 49.
- Dewey J. F., Pitman III W. C., Bonnin J.* Plate tectonics and the evolution of the alpine system.— Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84.
- Dietrich V.* Plattentektonik in den Ostalpen, eine Arbeitshypothese.— Geotekt. Forsch., v. 50, Stuttgart, 1976.
- Dietrich V., Franz U.* Ophiolith-Detritus in den Santonen Gosau-Schichten (Nordliche Kalkalpen).— Geotekt. Forsch., v. 50, Stuttgart, 1976.
- Dietrich V., Vuagnat M., Bertrand J.* Alpine metamorphism of mafic rocks.— Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 1974, v. 54.
- Frey M., Hunziker J. C., Frank W., Bocquet J., Dal Piaz G. V., Jaeger E., Niggli E.* Alpine metamorphism of the Alps.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1974, v. 54.
- Gansser A.* The insubric line, a major geotectonic problem.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1968, v. 48.
- Hays J. D., Pitman III W. C.* Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences.— Nature, 1973, v. 246.
- Karig D. E., Sharman III G. F.* Subduction and Accretion in Trenches.— Bull. Geol. Soc. America, 1975, v. 86.
- Lowrie W., Alvarez W.* Paleomagnetic evidence for rotation of the Italian peninsula.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80.
- Müller Ch.* On the metamorphism of the eclogites and high-grade blueschists from the penninic terrane of the Tauern Window, Austria: Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1974, v. 54.
- Seely D. R., Vail P. R., Walton G. C.* Trench slope model: in «The Geology of Continental Margins» (ed. C. A. Burk and C. L. Drake). Springer — Verlag Berlin, Heidelberg, N. Y., 1974.
- Soffel H.* Palaeomagnetism and rock magnetism of the Colli Euganei volcanites and the rotation of northern Italy between Eocene and Oligocene.— Boll. Geof. Theor. Appl., 1974, v. 16.
- Trumphy R.* Palaeotectonic evolution of the central and western Alps.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, v. 71.
- Trumphy R.* Penninic-austroalpine boundary in the Swiss-Alps, A presumed former continental margin and its problems.— Amer. J. Sci., 1975, v. 275A.

Высшая техническая школа
Цюрих, Швейцария

Статья поступила
13 мая 1977 г.

УДК (551.24+552.16) (234.31)

ЖАКЛИН ДЕСМОН

**МНОГОФАЗНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ОКЕАНИЧЕСКОЙ
И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЗАПАДНЫХ АЛЬП**

Западно-Альпийский пояс сложен серией надвиговых пластин, сложенных как офиолитами, так и сиалическими породами, которые некогда слагали окраины океанического бассейна и европейский форланд. Разрез офиолитов, в целом содержащий все его члены, хотя и разобщенные пространственно, петрографически различен в северной и южной частях пояса. Это, вероятно, связано с его различным происхождением внутри единого океанического бассейна. В результате эоальпийского (позднемелового) метаморфизма возникли минералогические ассоциации высоких давлений — низких температур. Предполагается, что их возникновение связано с существованием зоны субдукции. Широко распространен бароусский тип метаморфизма, получивший название мезоальпийского (поздний эоцен — нижний олигоцен). Этот метаморфизм наложился на эоальпийские ассоциации, а его минералогические сообщества подверглись перекристаллизации в позднем олигоцене — раннем миоцене.

ВВЕДЕНИЕ

Офиолиты при рассмотрении их в глобальном масштабе подчеркивают древние границы плит и по общепринятым в настоящее время концепциям представляют собой фрагменты океанической коры, включенные в складчатые обрамления континентов. Метаморфизм высокого давления указывает на распространение, сходное с офиолитовым, как это показано на карте Р. Колмена (Coleman, 1971). Что же касается Западных Альп, то здесь не только офиолиты, но и континентальные окраины были затронуты метаморфизмом высокого давления, за которым следовали фации с нормальными градиентами.

Цель данной статьи — краткое изложение метаморфической истории западной части Альп, т. е. той части Альпийской дуги, которая образует изгиб, достигающий 180° между Швейцарскими Альпами и окончанием Лигурийских Альп. Вначале мы напомним о структуре Западных Альп, используя терминологию тектоники плит, затем перейдем к последовательному описанию минералогических ассоциаций в офиолитах и континентальной коре внутренней и внешней окраин океанического бассейна. Этот бассейн характеризовался большим разнообразием пород как в начальные, так и в более поздние этапы своего развития. Каждая из структурных единиц характеризовалась своими термодинамическими условиями, эволюция во время которых будет изложена ниже.

Краткое изложение метаморфических событий Альп в целом можно найти у М. Фрея и его соавторов (Frey et al., 1974) и на карте метаморфических фаций (Niggli et al., 1973). В настоящей статье ссылки на литературу ограничены, но многочисленную библиографию, касающуюся Западных Альп, можно найти в ряде работ: Dal Piaz et al. (1972), Vocquet (Desmons) 1974, Dal Piaz (1974), Hunziker (1974), Compagnoni et al. (1975).

ОБЩАЯ СТРУКТУРА ЗАПАДНЫХ АЛЬП

Альпийская цепь, так же как и другие мезозойские цепи Средиземноморской области, возникла в результате столкновения Европейской плиты (или суперплиты) и одной из микроплит, слагавшей передовую часть Африканской плиты (суперплиты). В Альпах эта Африканская микроплита называется Карнийской (по Dewey et al., 1973), Инсубрийской

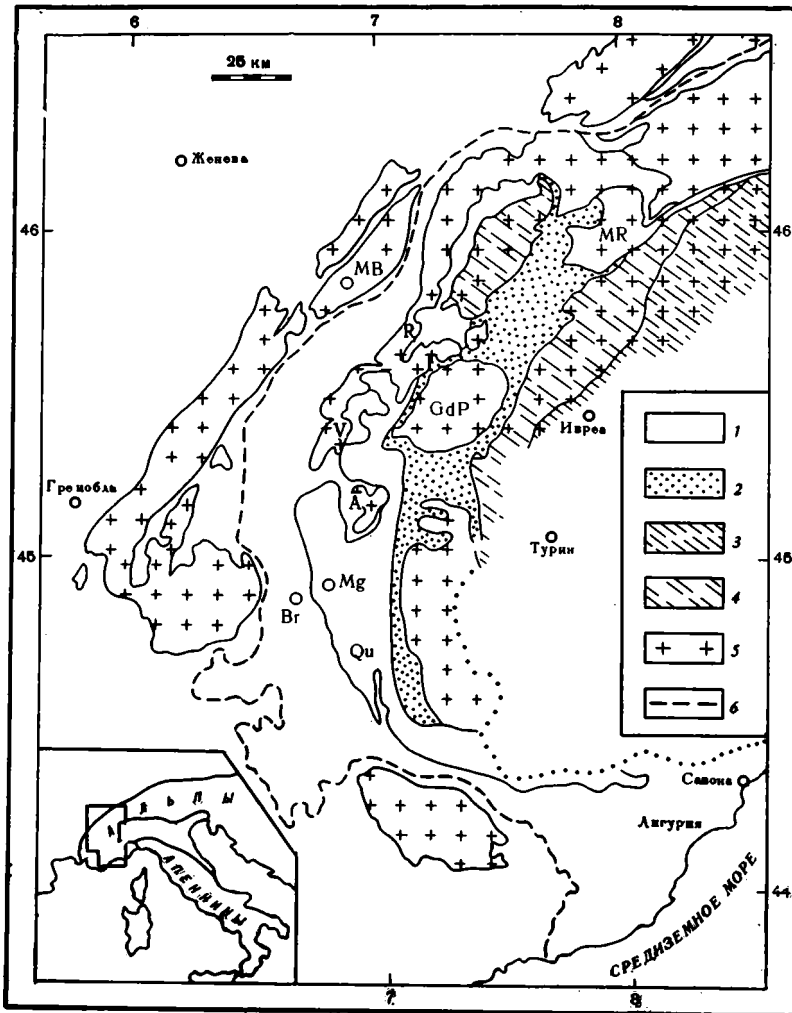


Рис. 1. Тектонические единицы Западных Альп

1 — Европейская плита (европейский форланд, дофинейско-гельветская зона, Бриансонская зона и/и Гран-Сен-Бернар, зона Комбен и долина р. По); 2 — зона Церматт — Заас (древняя океаническая область); 3 — Южно-Альпийская плита (зона Ивреа); 4 — зона Сезия и покров Дан Бланш; 5 — наложенный знак — континентальная доальпийская кора (кристаллические дофинейско-гельветские и пеннинские массивы, включая доколь Бриансонской зоны или Гран-Сен-Бернар; кристаллические южноальпийские единицы); 6 — Пеннинский фронт — контакт между аллохтонными и автохтонными единицами.

Граница между зонами Сезия и Ивреа образует линию Канавезе (Инсубрик). Граница между зоной Церматт — Заас и зоной Комбен дается приблизительно, поскольку эти две зоны перетасованы, в частности, на юге области. Бриансонский доколь в Лигурийских Альпах не выделен.

А — массив Амбен (Бриансонский); Bg — Бриансон; GdP — Гран-Парадизо; Mg — перевал Монженевр; MB — массив Монблан; MR — Монте-Роза; Qu — район Кейрас; R — массив Рюитор (зона Гран-Сен-Бернар); V — массив Вануаз (бриансонский)

или Южно-Альпийской (по Dal Piaz et al., 1972; Dal Piaz, 1974; Bocquet (Desmons), 1974).

В мезозое, в начале альпийского орогенического цикла, две суперплиты отодвинулись друг от друга; их граница в зависимости от сечения этого бассейна проходила либо внутри океанического бассейна, сообщавшегося с Тетисом, либо по его обрамлению.

В средней части Западных Альп с востока на запад, т. е. по направлению от внутренних зон (вогнутая сторона дуги) к внешним последовательно выделяются следующие структурные единицы (рис. 1).

1. Зона Сезия является частью южноальпийского цоколя, который был включен в альпийский ороген во время закрытия океанического бассейна.

2. Пьемонтская зона представляет собой древний океанический бассейн и его обрамление. В настоящее время в той зоне выделяются две части (Beaugh, 1967; Dal Piaz, 1971): зона Церматт — Заас, сложенная офиолитовой серией, и зона Комбен, включающая осадки и вулканогенно-осадочные породы, представляющие собой осадочную призму континентальных окраин бассейна (многоэосинклиналь и эвгеосинклиналь по Dietz и Holden, 1966).

3. Пеннинские зоны (внутренние кристаллические массивы на востоке и Бриансонская зона, или зона Гран-Сен-Бернар, на западе) сложены доальпийским кристаллическим цоколем и чехлом, возраст которого верхний палеозой — палеоцен. Большая часть массивов, слагающих эту зону, залегает в аллохтоне. Эти единицы относятся к Европейской плите.

4. Внешние, или дофинейско-гельветские, зоны также сложены доальпийским кристаллическим цоколем и чехлом, возраст которого охватывает интервал времени от верхнего палеозоя до третичного периода. Эти комплексы являются автохтонными.

5. Молассовое предгорье сложено осадками позднего палеогена — неогена.

Сразу к востоку от альпийских зон, отделяясь от них узким внутриконтинентальным бассейном, находится зона Канавезе. Далее на восток проходит линеамент, характеризующийся многочисленными подвижками — линия Канавезе и ее продолжение — Инсубрийская линия. Этот линеамент является границей зоны Ивреа — континентальной инсубрийской коры, не затронутой альпийским метаморфизмом. Перидотитовый массив Ланцо, расположенный к югу от зоны Сезия, является частью подконтинентальной инсубрийской мантии, как это показали геофизические исследования (Giese et al., 1973).

Все эти структурные единицы отделяются друг от друга надвигами и образуют серию надвиговых пластин с вергентностью к внешним зонам. В северной части пьемонтской зоны зона Церматт располагается в виде покрова на породах зоны Комбен, в то время как в южной части офиолиты образуют серию чешуй различных размеров, которые заключены в осадочные породы зоны Комбен и образуют тектонические образования, похожие на меланж.

ПЬЕМОНТСКАЯ ЗОНА (ЗОНЫ ЦЕРМАТТ И КОМБЕН): ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ

А. Зона Церматт — Заас: офиолитовая серия

В зоне Церматт присутствует типичная офиолитовая серия, несмотря на то, что местами слагающие ее породы пространственно разобщены. Например, в южной части зоны различные члены офиолитовой серии обнажаются в виде линз различных размеров, перемешанных с породами зоны Комбен.

Залегающие в основании ультрабазиты всегда полностью серпентинизированы. За исключением массива Монженевр, близ Бриансона, сер-

пентин представлен антигоритом, первичные пироксены часто баститизированы. Присутствие оливина связано с альпийским метаморфизмом; он встречается, начиная от окрестностей дер. Церматт на севере до верхней части массива Гран Парадизо.

В северной части зоны присутствует главным образом титаноклиногумит; серпентиниты сильно деформированы и обнаруживают сжатые складки, устанавливаемые по слоям магнетита. Вполне возможно, что эти ультрабазиты представляют собой фрагменты верхней мантии, поскольку кумулятивные структуры в них отсутствуют. В южной части зоны деформации такого типа отсутствуют; недавно здесь были описаны хромсодержащие шпинели, а также (в бесплагиоклазовых серпентинитах) кумулятивные структуры, не затушеванные серпентинизацией (Bearth, 1974; Bearth et al., 1975).

Габбро имеют главным образом крупнокристаллическую и пегматоидную структуру. Судя по результатам анализов, опубликованным в настоящее время, речь идет о габбро с нормальным содержанием Mg и Fe, но петрографические наблюдения указывают также на несомненное присутствие феррогаббро. Кумулятивные и слоистые текстуры были описаны только в южной части зоны. Габбро, часто родингитизированные, присутствуют также в виде жил, секущих серпентиниты.

Даже в невыветрелых породах видны метаморфические преобразования; кальциевые плагиоклазы магматического происхождения всегда замещены альбитом, сопровождаемым силикатами кальция (эпидот, лавсонит или пумпеллиит, в зависимости от условий и степени метаморфизма). Пироксен также в зависимости от условий метаморфизма преобразуется либо в натровый пироксен, либо в натровый амфибол. Замещается он также и кальциево-натровым амфиболом и хлоритом.

Комплекс параллельных даек (дайка в дайке), подобный таковому Восточного Средиземноморья, в Альпах не обнаружен. Однако пространственно разобщенные дайки диабазов прорывают габбро главным образом в южной части зоны. В контакте с серпентинитами находят также небольшие линзовидные тела или жилы кислых пород (плагиогранитов, Coleman, Peterman, 1975), в которых метаморфические минералы в зависимости от места представлены пумпеллиитом и альбитом или даже жадеитовым пироксеном + кварцем и натровым амфиболом.

Несмотря на метаморфизм и деформации, подушечная структура базальтов часто сохраняется. Вытянутые и метаморфизованные в условиях эклогитовой фации подушки, изученные Р. Bearth (1967) в Церматте, наиболее примечательны. Омфацит и гранат ассоциируют здесь с глаукофаном, который их частично замещает и в свою очередь замещается ассоциацией голубовато-зеленого амфибола и альбита. В других районах metabазальты, так же как брекчии и гиалокластиты, содержат либо глаукофан-лавсонитовую ассоциацию ± пумпеллиит, либо ассоциацию хлорита, альбита, эпидота ± актинолит, либо только пумпеллиит + пренит.

С точки зрения химизма породы офиолитовой серии имеют толеитовую тенденцию, хотя в целом эффузивные породы и спилитизированы. Возможно, что при гораздо большем количестве анализов по сравнению с тем, чем мы располагаем сейчас, удастся выявить тенденцию к их значительному обогащению железом (по крайней мере в южной части зоны), как это было описано на о. Корсика и в Апеннинах.

В чешуях, сложенных слабо метаморфизованными породами, спилитизация лав, так же как и некоторые минералы зеленосланцевой или пумпеллиит-пренитовой фаций, связана, вероятно, с метаморфизмом в условиях океанического дна, который в некоторых местах затушеван альпийским метаморфизмом.

Серия заканчивается осадками, мощность которых не превышает нескольких десятков метров. Это кремнистые сланцы, обогащенные мар-

ганцем в северной части зоны, где развивается пьомонит, а также сланцы и мраморы. Осадочная серия в южной части зоны полностью соответствует осадкам, венчающим офиолитовую серию Апеннин.

По химизму и составу пород, а также по отсутствию истинного комплекса параллельных даек, пьомонтская офиолитовая серия является типичным представителем офиолитов Западного Средиземноморья; этот комплекс противопоставляется офиолитам Восточного Средиземноморья, формирующим серию, обогащенную кремнеземом, с повышенным содержанием хрома и пониженным — титана (Rocci et al., 1975).

Минералогические метаморфические ассоциации, присутствующие в офиолитах, о которых речь пойдет ниже, показаны на тетраэдре рис. 3, а.

Б. Зона Комбен

Зона Комбен представляла собой осадочную призму, располагавшуюся на окраине океанического бассейна. Речь пойдет о блестящих сланцах (Calcescisti у итальянских авторов, Schistes lustrés у французских и Bündnerschiefer у немецких), переслаивающихся с подчиненным количеством мраморов и пород основного состава. Эти породы — древние силлы, туффиты и лавовые потоки — только в очень редких случаях сопровождаются ультрабазитами и не образуют, следовательно, офиолитовую серию.

Метабазиты и блестящие сланцы зоны Комбен никогда не содержат ни эклогитов, ни жадеитовых пироксенов, а лишь (см. тетраэдр, рис. 3, б) минералогические ассоциации фации зеленых сланцев с глаукофаном, либо с натровым ± железистым амфиболом и лавсонитом (кристаллы последнего иногда имеют размеры более 2 см и богаты включениями, а также обнаруживают многочисленные стадии кристаллизации). В кремнистых породах, богатых железом, присутствуют стильпномелан и деерит.

В. Соотношения между различными частями Пьомонтской зоны (гипотеза)

Пьомонтская и Апеннинская впадины (рис. 2) слагали один и тот же океанический бассейн (Dal Piaz, 1974). Максимальная ширина последнего не может быть очень большой из-за геометрии плит, обрамлявших Тетис в мезозое. Возможно, что здесь существовал срединный хребет, но пока убедительных доказательств в пользу этого предположения не существует.

О незначительном растяжении Европейской плиты в перми и особенно в триасе свидетельствуют массивы и интрузивные жилы основного состава, а также различие между осадочной серией европейского форланда (дофинейско-гельветский и пеннинский чехол) и осадочной призмой (зона Комбен); эти серии уже тогда были обособлены. Некоторые радиометрические определения, которыми мы располагаем в настоящее время, а также палеонтологические данные, касающиеся осадочной части, венчающей офиолитовую серию Апеннин, свидетельствуют о верхнеюрском (вплоть до нижнего мела?) возрасте офиолитов.

На северо-западе возникает Валлиссский трог, который протягивался вплоть до Центральных Альп. Эта Валлисская структурная единица выполнена пелитовыми сланцами и переслаивающимися с ними породами основного состава, которые, вероятно, не принадлежат к офиолитовой серии. В западной оконечности бассейна вулканогенно-осадочная серия имеет нижне- и среднемеловой возраст.

Как уже было сказано выше, северная часть зоны Церматт отличается от ее южной части как по характеру магматизма, так и по осадконакоплению, а также своей тектонической и метаморфической историей.

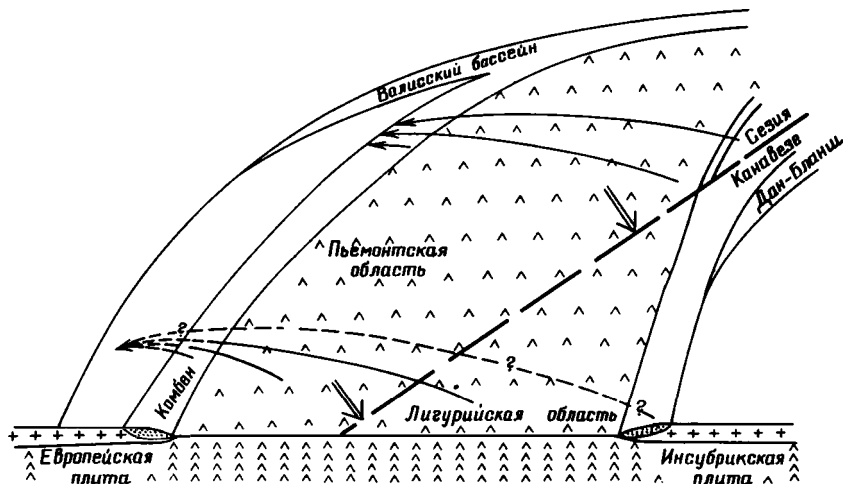


Рис. 2. Схема Альпийско-Апеннинского бассейна и его континентального обрамления до субдукции, которая затем вовлечет под Инсубриксую плиту (двойная стрелка) так называемую пьемонтскую часть океанической коры и сорванные части континентальной европейской и инсубриксской коры (по Del Piaz, 1974). Обычными стрелками схематично показано возможное происхождение, а также надвижение (на севере), либо перемешивание (на юге) субдуцированных элементов во время их вторичного надвижения на европейскую кору

Кроме того, офиолитовая и осадочная серии призм южной части зоны обнаруживают сходство с таковыми Апеннин. Во время закрытия Альпийско-Апеннинского бассейна (см. рис. 2) в нем можно выделить две зоны: 1) Западная, или Пьемонтская, охваченная метаморфизмом высокого давления и 2) Восточная, или Лигурийская (не затронутая этим метаморфизмом) (Dal Piaz), отдельные фрагменты которой были впоследствии перемещены в западном направлении, где они залегают в виде слабометаморфизованных офиолитовых чешуй (Монженевр, Гец). Однако это не объясняет литологические различия, существующие внутри пьемонтской серии, затронутой метаморфизмом высокого давления.

В бассейне с симметричным растяжением, если взять за ось какую-либо зону или срединный хребет, значительные различия в одновозрастном магматизме могут наблюдаться лишь на расстоянии, существенно превышающем протяженность западной части Альпийской дуги и Апеннин. Более вероятно различия в возрасте, особенно в поперечном направлении, так же как изменение глубины бассейна может объяснить происхождение различных офиолитовых масс. Хребет, если только он был один, мог и не занимать срединного положения в бассейне, но это мало о чем говорит. Следует учесть, что в процессе субдукции, которая явилась причиной закрытия бассейна, хребет ей не мешал (хотя он и был «субдуктивным») вследствие своего охлаждения в ходе длительного промежутка времени, разделявшего конечный период образования океанической коры и явление субдукции.

АВСТРО-АЛЬПИЙСКИЙ ЦОКОЛЬ: ЗОНА СЕЗИЯ

В зоне Сезия в альпийских минералогических ассоциациях иногда еще угадываются реликты амфиболитов, гнейсов и мраморов, в большинстве своем возникших в процессе герцинского метаморфизма, проходившего в условиях амфиболитовой фации (Hunziker, 1974). Эти породы аналогичны таковым соседней зоны Ивреа, которые в догерцинское время слагали инсубриксую (африканскую) континентальную кору. Зона Сезия была, однако, захвачена альпийскими деформациями, мета-

морфизмом и надвигообразованием, в связи с чем ее нужно относить к Европейской плите для времени закрытия Альпийско-Апеннинского океанического бассейна.

Минералогические ассоциации альпийского цикла представлены здесь особенно хорошо. Метабазиты, нередко сильно будинированные, обнаруживают ассоциацию с омфацитом и гранатом (в среднем: альмандин 50—67: пироп 10—22, спессартин 1—5 — Comptoni et al., 1975; Desmons, Ghent, в печати). Эта ассоциация сопровождается и сменяется глаукофаном, а затем частично замещается ассоциацией с голубовато-зеленым амфиболом и альбитом. В пелитовых породах присутствуют глаукофан и гранат, иногда — жадеитовый пироксен и хлоритоид. Древние полевошпатовые пегматиты содержат кристаллы жадеита, размер которых часто превышает 10 см ($jd \sim 90$) и который ассоциирует с кварцем. В интрузивных гранитоидах верхнепалеозойского возраста плагиоклаз замещается жадеитовым пироксеном, который сопровождается кварцем, а биотит либо окружен по краям гранатом, либо полностью им замещен. В этих гранитоидных породах древние включения основных пород метаморфизованы в условиях эклогитовой фации и обнаруживают кристаллы крупных размеров.

Свежий либо замещенный эпидотом и парагонитом лавсонит встречается во внутренней части южной зоны.

Породы в западной части зоны Сезия в настоящее время метаморфизованы исключительно лишь в условиях фации зеленых сланцев и содержат актинолит, зеленый биотит, фенгит и клиноцоизит. Здесь нет никаких признаков того, что эти породы ранее были метаморфизованы в условиях эклогитовой фации метаморфизма.

АЛЛОХТОННЫЙ ЕВРОПЕЙСКИЙ ПЕННИНСКИЙ ЦОКОЛЬ И ЧЕХОЛ

А. Цоколь

В пеннинских массивах цоколя, уже метаморфизованных главным образом в амфиболитовой фации и гранитизированных в герцинскую и, возможно, в каледонскую эпохи, присутствуют реликтовые структуры эклогитовых ассоциаций. Однако в метабазитах чаще всего наблюдается ассоциация глаукофан — клиноцоизит, либо водная ассоциация с голубовато-зеленым амфиболом, альбитом, эпидотом и хлоритом. В породах кислого ряда жадеит присутствует как реликтовый минерал, окруженный продуктами его распада (альбит, парагонит) и натровым пироксеном, обогащенным закисным железом (эгирин или эгирин-авгит?). Хлоритоид появляется в породах, богатых глиноземом (см. тетраэдр рис. 3, в).

Б. Чехол

Пеннинский чехол, включающий как осадки, так и небольшое количество магматических пород, имеет верхнепалеозойско-эоценовый возраст и развит главным образом на внешней и южной стороне пеннинских зон (район Бриансона). Жадеит встречается всего в нескольких точках, где он приурочен к кремнисто-пелитовым породам и присутствует в виде реликтов или же замещен альбитом и белой слюдой. Обычны железосодержащие голубые амфиболы, состав которых варьирует от кроссита до рибекита. Любопытным является наличие кристаллов голубого амфибола, обволакивающих остатки замещенных железом скелетов фораминифер верхнемелового — палеоценового возраста. При хорошей сохранности эти голубые амфиболы обнаруживают сложную четко выраженную зональность, где вблизи магниево-алюминиевого ядра повышенное вначале содержание железа уменьшается по направлению к периферии кристаллов и вновь возрастает вдоль поверхностей спайности (Bosquet (Desmons), 1974). Эти голубые амфиболы подвержены самым разнооб-

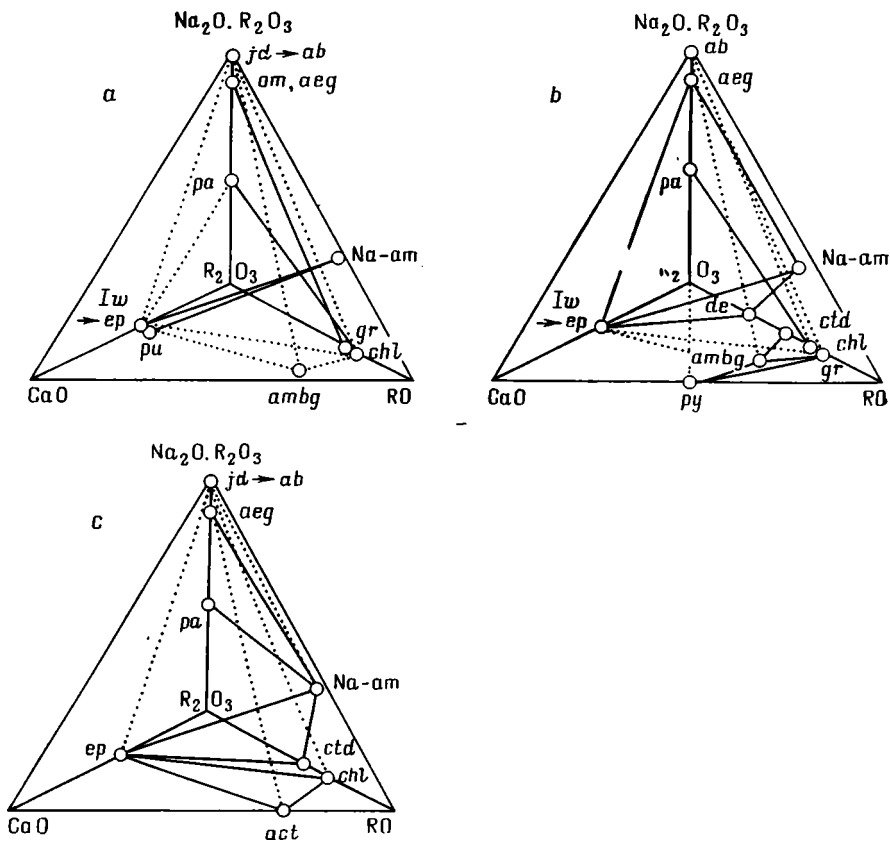
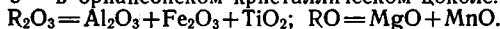


Рис. 3. Многофазные альпийские минералогические ассоциации: *a* — в пьемонтских офиолитах зоны Церматт; *б* — в пьемонтских метаосадочных породах (зона Комбен) и *в* — в бриансонском кристаллическом доколе.



Когда в одной точке нанесены два минерала, то связующая пунктирная линия относится ко второй ассоциации, т. е. ассоциации, содержащей минерал, названный вторым. На фигуре показаны лишь явно доказанные отношения.

Сокращенные названия минералов: *ab* — альбит; *act* — актинолит; *aeg* — эгриновый пироксен; *ambg* — голубовато-зеленый амфибол (обычно близкий к актинолиту); *chl* — хлорит; *ctd* — хлоритоид; *de* — деерит; *ep* — эпидот и (клино)-цоизит; *gr* — гранат; *jd* — жадеитовый пироксен; *lw* — лавсонит; *Na-am* — натровый амфибол; *om* — омфацил — хлоромеланит; *pa* — парагонит; *pu* — пумпеллит; *py* — Ca-Fe — пироксен (салит) — геденбергит

разным изменениям и псевдоморфным замещениям — альбитом, хлоритом, кальцитом, фенгитом и реже стильпномеланом. В некоторых магматических породах первичный кальциевый плагиоклаз замещается альбитом, лавсонитом или пумпеллитом. Стильпномелан развит также в гранитоидах («гнейсы Sapey»), где он возникает за счет первичного биотита и кальциевого полевого шпата. Сильно обогащенные глиноземом породы (древние бокситы) содержат хлоритоид, парагонит и феррокарфолит.

ВНЕШНИЕ ДОФИНЕЙСКО-ГЕЛЬВЕТСКИЕ ЗОНЫ (ЕВРОПЕЙСКИЙ АВТОХТОН)

Во внешних кристаллических массивах преобладают доальпийские минералогические ассоциации, имеющие по крайней мере нижнепалеозойский и герцинский возраст.

Альпийский метаморфизм, который не шел дальше фации зеленых сланцев, наложил, однако, отпечаток на более северные массивы (акти-

нолит, зеленый биотит, стильномелан, фенгит и клиноцоизит Монблана, von Raumer, 1974).

Степень метаморфизмов осадков, слагающих чехол, который широко распространен во внешнем обрамлении, устанавливается либо по типичным минералам пумпеллиито-пренитовой и цеолитовой фаций, либо в пелитовых или мергелистых породах степенью кристаллизации иллита. По направлению к внешним зонам следы метаморфизма быстро исчезают, и осадки здесь затронуты лишь диагенезом.

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ: РЕЖИМЫ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ

Минералогические ассоциации, содержащиеся в породах различных структурных единиц, будут различными в зависимости от их пространственного положения и времени образования. Некоторые из них показаны на тетраэдрах на рис. 3.

Экспериментальные реакции по равновесию этих ассоциаций касаются областей стабильности жадеита и других натриевых пироксенов, хлоритоида, лавсонита, пумпеллиита, пренита и цеолита. Также выявляется граница между гранатовым гранулитом и эклогитом (Ringwood, Green, 1966), а также между зеленосланцевой и амфиболовой фациями в породах основного состава (Liou et al., 1974).

Как метаморфический минерал арагонит еще никогда не был встречен в Западных Альпах. Считается, что он должен формироваться в условиях высокого давления, а затем преобразовываться в кальцит при наличии бароусской фации метаморфизма.

Давления порядка 10—15 *кбар* играли главенствующую роль в образовании эклогитов и ассоциаций жадеит+кварц (без эклогита), если предположить, что образование этих ассоциаций идет при температурах 250 и 480—550° С соответственно. Эта последняя температура получена из соотношений стабильных изотопов O^{18}/O^{16} (Desmons, O'Neil, в печати) и по распределению закисного железа и магния между клинопироксеном и гранатом зоны Сезия и зоны Церматт (Desmons, Ghent, в печати; Raheim, Green, 1975; Dal Piaz, Ernst, 1976).

Присутствие лавсонита, не ассоциирующего с жадеитом, говорит о давлении по меньшей мере в 3 *кбар* и температуры не выше 420° С. Ассоциация пумпеллиит+пренит формировалась между 250—350° С. Температуры около 550° С служат границей между зеленосланцевой и амфиболитовой фациями при давлениях между 2 и 5 *кбар*.

Вслед за фацией зеленых сланцев с глаукофаном возникают ассоциации, характерные для бароусской фации метаморфизма, которая образуется, вероятно, при температурах от $325 \pm 25^\circ \text{C}$ и давлениях 3 ± 1 *кбар* (хлорит, фенгит, зеленый биотит, эпидот) (переход к амфиболитовой фации в Монте-Роза; Frey et al., 1976).

Различные минералогические ассоциации обладают двумя тенденциями. Первая из них связана с общей эволюцией этих ассоциаций во времени, начиная с ассоциаций фаций высокого давления (что объясняет низкий градиент T/P) и кончая ассоциациями, характерными для нормального градиента (бароусская ассоциация зеленых сланцев, а в северо-восточной части — амфиболитовая). Эта тенденция объясняет значительный спад давлений, либо сопровождающихся, либо не сопровождающихся небольшим увеличением температуры.

Вторая тенденция отражает разницу метаморфизма в различных структурных единицах. Эта разница, направленная от внутренних зон к внешним, устанавливается как по фациям высокого давления, так и по различным фациям бароусского метаморфизма: эклогитовые и амфиболито-зеленосланцевые ассоциации на востоке и диагенетические на западе. Внутри каждой структурной единицы также обнаруживается изменение в минеральных ассоциациях: по направлению с севера на юг метаморфизм происходит во все более и более низких температурных

условиях. Например, в зоне Церматт эклогиты первой фации по направлению к югу уступают место ассоциациям с глаукофаном и лавсонитом ± жадеит; в пеннинском цоколе (Монте Роза) амфиболиты второй фации замещаются в южном направлении ассоциацией зеленых сланцев с биотитом, а затем и с хлоритом.

ХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Хотя минералогические ассоциации и эволюционируют от фаций высокого давления к фациям, отвечающим нормальному геотермическому градиенту, радиометрические данные все же показывают, что история давлений и температур была более сложной. Калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами (Bocquet (Desmons) et al., 1974; Hunziker, 1974; Delaloye et Desmons, 1976) были выделены три группы возрастов. Первая группа — от 90 до 67 млн. лет (поздний мел и граница с палеоценом), названная эоальпийской, получена по минералам фаций высоких давлений, а также по некоторым зеленовато-голубым амфиболам, которые являются продуктами изменения минералов высоких давлений. Минералы фации зеленых сланцев с глаукофаном и особенно минералы бароусской фации (зеленые сланцы и амфиболиты) имеют возраст около 38 млн. лет (поздний эоцен — граница с олигоценом) и названы альпийской или мезоальпийской группой. Это возраст лепонтинской термической кульминации в Центральных Альпах (Jäger et al., 1967; Hunziker, 1970, 1974).

Наконец, несколько определений, дающих возраст конец олигоцена — начало миоцена (30—15 млн. лет; позднеальпийская фаза) были получены только по голубым амфиболам. К этому времени основной тектогенез был уже завершен, и горизонты, содержащие голубые амфиболы, уже, видимо, находились близко от поверхности. Впрочем, белая слюда, находящаяся в этих же породах, сохранила калий-аргоновые изотопные соотношения, указывающие на мезоальпийский возраст; это говорит о том, что в процессе позднеальпийской фазы температуры не должны были превышать 350° С, т. е. температуры, при которой начинается потеря аргона. Можно скорее думать о перераспределении аргона после кристаллизации (возможно, в связи со слабыми деформациями), чем о кристаллизации голубого амфибола для этого времени.

КРАТКИЙ ОБЗОР ЭВОЛЮЦИИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ВО ВРЕМЕНИ ДЛЯ КАЖДОЙ СТРУКТУРНОЙ ЕДИНИЦЫ

Данные, касающиеся временной эволюции термодинамических условий для каждой из структурных единиц, представлены на рис. 4, который, однако, нуждается в некоторых комментариях.

Эта фигура, конечно, схематична, и значения, указанные для температуры и в особенности для давления, носят приближенный характер; также обстоит дело и с шириной (продолжительность во времени) пиков давления и температуры.

В зонах Сезия, Церматт и пеннинском цоколе пики давления относятся к позднему мелу (эоальпийский или мезоальпийских возраст ассоциаций высоких давлений Бриансонской зоны остается неясным), которые сопровождаются или за которыми следует незначительный температурный пик. Затем для позднего эоцена во всех зонах отмечаются слабые пики давления и более значительные или аналогичные температурные пики.

Следует подчеркнуть, что в Альпах в противоположность францисканской серии Калифорнии офиолитовая формация отделена от времени ее метаморфизма в условиях фаций высокого давления длительным промежуток времени.

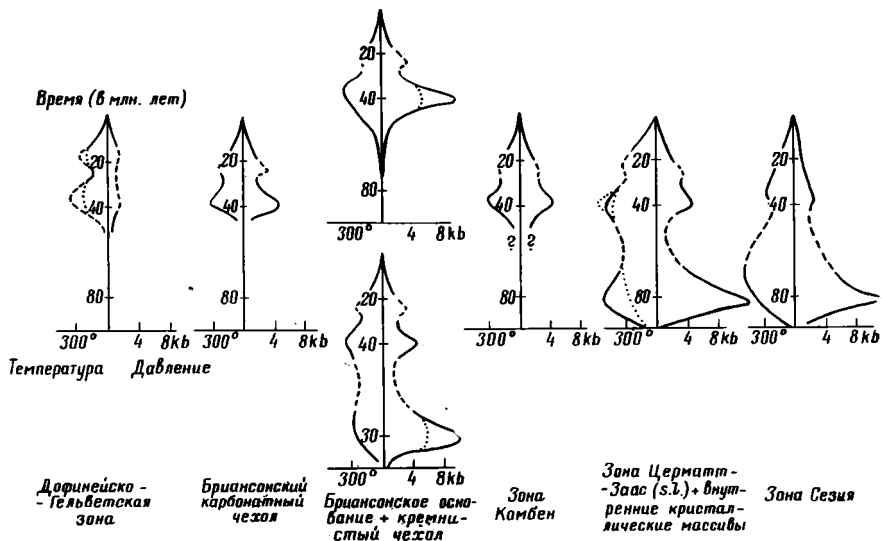


Рис. 4. Распределение и эволюция во времени $P-T$ -условий альпийского метаморфизма в Западных Альпах. Давление указано на абсциссе справа, температура — на абсциссе слева и время в млн. лет на ординате. Схемы для зон Сесия и Церматт взяты у Hupziker'a (1974) и слегка изменены. Пунктирными линиями изображены условия, имевшие место только в одной из частей рассматриваемой зоны. Прерывистая линия относится к недоказанным значениям $P-T$. На схемах показаны изменения $P-T$ — время в бриансонском коколе и в одной из частей его кремнисто-осадочного чехла. Модель А отображает историю $P-T$, соответствующую эоальпийскому возрасту метаморфизма высокого давления; модель Б будет применима лишь в том случае, если метаморфизм высокого давления был мезоальпийским

Никаких признаков эоальпийского метаморфизма не обнаружено ни в зоне Комбен (Delaloue, Desmons, 1976), ни в пеннинском чехле, в котором эоценовый возраст самых молодых горизонтов указывает на отсутствие позднемеловой метаморфической фазы. Тот факт, что в настоящее время тектонические единицы, затронутые эоальпийским метаморфизмом, разделяются единицами, в которых эоальпийский метаморфизм отсутствует, а граница между ними проходит по надвигам, приводит к выводу о том, что надвиги моложе метаморфизма, а единицы с эоальпийским метаморфизмом возникли в другом месте («транспортированный» метаморфизм — Dal Piaz et al., 1972).

Общее понижение интенсивности метаморфизма поперек, т. е. по направлению к внешним зонам, также читается на этих диаграммах, где продолжные изменения, т. е. изменения, происходящие внутри одной и той же зоны и идущие с севера на юг, изображены пунктирной линией.

ГИПОТЕЗА О ПРОИСХОЖДЕНИИ АЛЬПИЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФАЗ

А. Эоальпийские фации высоких давлений

Ранее альпийский метаморфизм рассматривался как однофазный. Время его проявления относилось к позднему эоцену — олигоцену. В 1958 г. Ф. Элленберже выдвинул гипотезу о «геосинклинали покровов», в которой он старался объяснить происхождение глаукофановых ассоциаций пеннинских зон при помощи давления, связанного с тектоническим скупиванием. Однако установление эоальпийского возраста этих

метаморфических ассоциаций заставило исследователей отказаться от этой гипотезы. Кроме того, эта точка зрения не объясняет того обстоятельства, что более верхние единицы альпийской структуры (зона Сезия и зона Церматт) носят следы метаморфизма в условиях наиболее высоких давлений.

Сверхдавления, вызванные тектоническими движениями, или флюидами, почти не проявлялись на обширной территории Западных Альп, где наблюдаются лишь ассоциации высоких давлений. Эта территория имеет в настоящее время ширину 50 км, что не учитывает сокращения коры с момента образования этих ассоциаций высокого давления.

Наличие субдукции в настоящее время устанавливается в зонах Беньофа. Логично считать, что субдукция существовала и в прошлом, что дает возможность объяснить происхождение высоких давлений, ассоциирующихся с незначительной температурой.

«Субдуктивная» эволюционная схема (начиная с океанической стадии и кончая подъемом метаморфических комплексов к поверхности), должна учитывать (для Западных Альп) ширину затронутой метаморфизмом зоны, присутствие одновременно океанической и континентальной коры в этой зоне и, наконец, последовательность развития метаморфизма и тектогенеза. При составлении схемы, представленной в данной работе (рис. 5), автор руководствовался гипотезой, предложенной Д. Даль-Пицем и его соавторами (Dal Piaz et al., 1972) и дополненной Ж. Боке (Ж. Десмон) (Desmons, 1974). До нижнего мела Европейская и Африканская плита (Инсубрикская микроплита) разделялись бассейном с океанической корой неопределенной ширины. Эта океаническая кора образовалась в верхней юре. В верхнем мелу субдукция привела к закрытию бассейна. Одновременно с океанической корой в субдукцию были вовлечены фрагменты двух континентальных плит, которые, так же как и океаническая кора, претерпели метаморфизм высокого давления. В конце верхнего мела субдукция прекращается; большая часть поглощенной океанической коры теряется в астеносфере, в то время как общее сближение Африки и Европы объясняется теперь накопленным поднятием единиц, надвигавшихся с вергенцией к западу. В конце эоцена или на границе с олигоценом региональный бароусский метаморфизм затрагивает весь комплекс структурных единиц; это связано либо со скучиванием покровов, либо с возникновением теплового купола. Последующая история региона не была связана с глубинными процессами.

Следует подчеркнуть два характерных момента в этой схеме.

1. Структурные единицы, втянутые в субдукцию, не образуют единого целого с океанической корой, а существуют с ней параллельно. Внутри субдукционной плиты происходят дифференцированные движения отдельных ее элементов. Следовательно, уже в этот момент закладывается покровная структура, плоскости надвигов которой приурочены к контактам отдельных структурных единиц.

2. Возвращение к поверхности субдуцированных единиц должно происходить быстро с тем, чтобы минералогические ассоциации высокого давления не оказались стертными метаморфизмом, связанным с нормальным геотермическим градиентом. Этот подъем осуществлялся по наклонным зонам, унаследованным от плоскостей субдукции, либо по параллельным им плоскостям. Здесь вновь речь идет об образовании надвигов, возникновение которых в позднем мелу отмечается в некоторых местах на поверхности геологами, занимающимися вопросами структурной геологии.

В этой схеме не учитываются вращения или миграция зоны субдукции к западу. Это явление, так же как его место и возраст, остается гипотетичным.

Представляется возможным, что давление, связанное со скучиванием покровов, вызвало появление глаукофановых фаций в начале мезо-

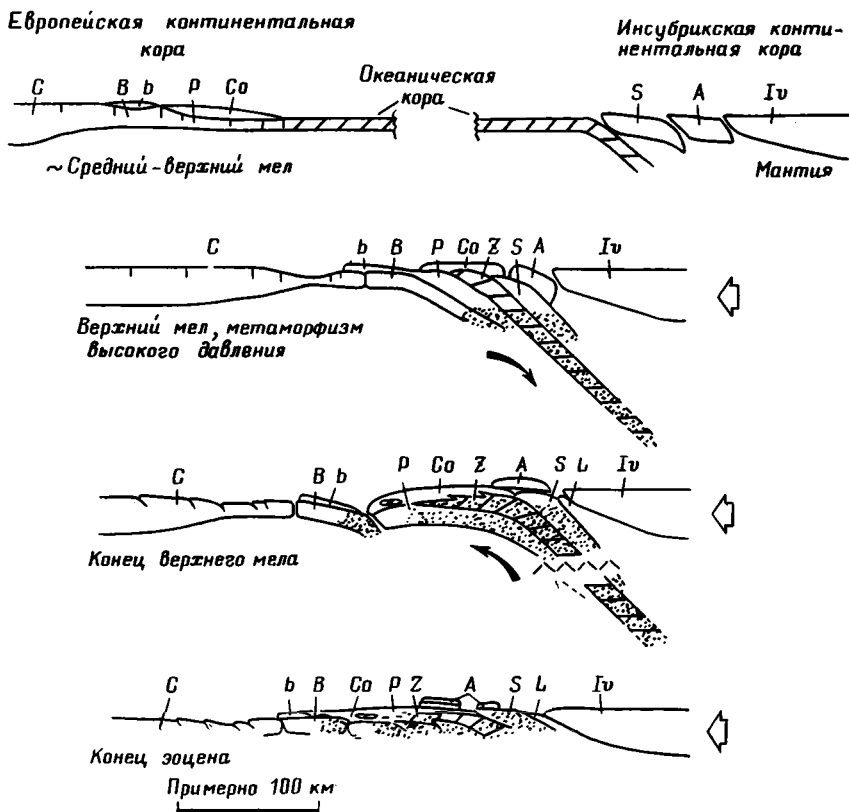


Рис. 5. Схема эволюции зоны субдукции с учетом метаморфических фаций Западных Альп при предположении, что парагенезы высокого давления бриансонской зоны являются эоальпийскими (верхний мел). Взято у Dal Piaz и др. (1972), дополнено Vosquet (Desmons) (1974). Пунктирными линиями изображены массы, затронутые метаморфизмом высокого давления.

A — верхний Австро-Альпийский покров (серия Вальпеллин покрова Дан Бланш); B — бриансонская «кремнистая серия»; b — бриансонский карбонатный чехол; C — дофинейско-гельветский кристалликум; Co — зона Комбен; Iv — зона Ивреа; L — ультраосновной массив Ланцо; P — внутренний пеннинский кристалликум; S — зона Сезия; Z — зона Церматт — Заас

альпийской фазы. Неясным остается вопрос о том, связана ли бароуская фация метаморфизма с перегрузкой после достижения нормального

Б. Мезоальпийские фации

геотермического градиента или же для нее необходим дополнительный принос тепла из глубин (Jäget et al., 1967; Comagnoni et al., 1975). Если бы существовал термический купол, то с ним мог бы быть связан олигоценый вулканизм.

Во всяком случае одновременность олигоценового вулканизма и мезоальпийского метаморфизма дает возможность говорить об их едином происхождении.

Литература

- Bearth P. Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee.— Beitr. geol. Karte Schweiz, 1967, N. Y. 132.
 Bearth P. Zur Gliederung und Metamorphose der Ophiolithe der Westalpen.— Schweiz. miner. petrogr. Mitt., 1974, 54, 385—397.

- Bearth P., Bocquet (Desmons) J., Dal Piaz G. V., Nervo R., Polino R.* Structures de cumulat dans les Ophiolites du Pelvas (Alpes franco-italiennes). Confirmation d'une origine océanique.— *Pétrologie*, 1975, No. 1.
- Bocquet (Desmons) J.* Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse, Grenoble, 489 p., 1974.
- Bocquet (Desmons) J., Delaloye M., Hunziker J. C., Krummenacher D.* K-Ar- and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1974, v. 47, 7—26.
- Coleman R. G.* Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, 1212—1222.
- Coleman R. G., Péterman Z. E.* Oceanic plagiogranite.— *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, 1099—1108.
- Compagnoni R., Dal Piaz G. V., Hunziker J. C., Gosso G., Lombardo B., Williams P. F.* The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with alpine high pressure — low temperature assemblages in the Western Italian Alps. Italy — U. S. Coop. Project 1975. HP—LT metamorphism in the Western Alps, internal rept. 2, 54 p.
- Dal Piaz G. V.* Alcune considerazioni sulla genesi delle ophioliti piemontesi e dei giacimenti ad esse associati.— *Boll. Assoc. Miner. Subalpina*, 1971, v. 8, 24 p.
- Dal Piaz G. V.* Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpine-apenninique (2ème partie).— *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, 1974, v. 54, p. 399—424.
- Dal Piaz G. V., Hunziker J. C., Martinotti G.* La zone Sesia-Lanzo e l'evoluzione tektonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne.— *Mem. Soc. Geol. It.*, 11, 433—460; in Ernst W. G. Edit., 1975. Subduction zone metamorphism, Benchmark Pap. Geol., 19, 372—405, 1972.
- Dal Piaz G. V., Ernst W. G.* Le eclogiti e le rocce associate nel complesso piemontese dei calcescisti con pietre verdi in Valtournanche ed in Valle d'Ayaz, Alpi occidentali. Meeting «HP-LT metamorphism of the oceanic and continental crust in the Western Alps, Genova, 24—29-th Sept., Abstr., 1976.
- Delaloye M., Desmons J.* K-Ar radiometric age determination of white micas from the Piemont zone, French-Italian Western Alps.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1976, v. 57, 297—303.
- Desmons J., Ghent E. D.* Chemistry, zonation and distribution coefficients of elements in eclogitic minerals from the eastern Sesia zone. In prep.
- Desmons J., O'Neil J. R.* Stable isotope measurements on minerals from eclogites and associated rocks from the eastern Sesia zone. In prep.
- Dewey J. F., Pitman W. C., III, Ryan W. B. F., Bonnin J.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine system.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1973, v. 84, 3137—3180.
- Dietz R., Holden J.* Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time.— *J. Geol.* 1966, v. 74, 566—583.
- Ellenberger F.* Etude géologique du pays de Vanoise. Mém. explic. Carte géol. Fr., 1958.
- Frey M., Hunziker J. C., Frank W., Bocquet (Desmons) J., Dal Piaz G. V., Jäger E., Niggli E.* Alpine metamorphism of the Alps.— A review. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, 1974, v. 54, 247—290.
- Frey M., Hunziker J. C., O'Neil J., Schwander H. W.* Equilibrium-disequilibrium relations in the Monte Rosa granite, Western Alps: petrological, Rb⁴-Sr and stable isotope data.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1976, v. 55, 147—179.
- Giese P., Morelli C., Steinmetz L.* Main features of crustal structure in western and southern Europe based on data of explosion seismology.— *Tectonophysics*, 1973, v. 20, 367—379.
- Hunziker J. C.* Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. *Eclog. geol. Helv.*, v. 63, 151—161; in: Ernst W. G., Edit. 1975, Subduction zone metamorphism Benchmark Pap. Geol., 1970, 19, 342—352.
- Hunziker J. C.* Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps.— *Mem. Ist Geol. Miner. Univ. Padova*, 1974, v. 31.
- Jäger E., Niggli E., Wenk E.* Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralpen.— *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, 1967, n. F. 134.
- Liou J. G., Kuniyoshi S., Ito K.* Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system.— *Amer. J. Sci.*, 1974, v. 274, 613—632.
- Niggli E. et al.* Metamorphic map of the Alps, scale 1 : 1 000 000. Unesco, Paris, Leiden, 1973.
- Raheim A., Green D. H.* P—T paths of natural eclogites during metamorphism — a record of subduction.— *Lithos*, 1975, v. 8, 317—328.
- Raumer J. F., von.* Zur Metamorphose amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mont-Blanc — und Aiguilles — Rouges — Massivs. *Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt.*, 1974, v. 54, 471—488.
- Ringwood A. E., Green D. H.* An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications.— *Tectonophysics*, 1966, v. 3, 383—427.
- Rocci G., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M.* La dualité des ophiolites téthysiennes.— *Pétrologie*, 1975, No. 1, 172—174.

УДК (551.24+552.11) (71)

Д. МАЛПАС, Р. К. СТЕВЕНС

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО НЬЮФАУНДЛЕНДА

Офиолиты Западного Ньюфаундленда имеют признаки океанского происхождения. Предполагается, что они образовались в результате частичного плавления шпинелевого лерцолита с образованием расплава пикритового толеита и гарцбургитового остатка. Дифференциация толеитового расплава послужила причиной формирования базальтов, диабазов и габбро, которые сходны с современной океанической корой.

Основной вопрос — выяснить характер перемещения офиолитов на континенты. Изучение только состава офиолитов не дает на него ответ. Необходимо также провести анализ седиментации и структурного положения офиолитов в складчатых поясах. Видно, на Ньюфаундленде покровы офиолитов образовались в процессе частичной субдукции окраины континента. Одновременно с перемещением покровов происходит сучивание осадков, подвинутых под пластины офиолитов. Эта модель необязательна для всех складчатых поясов.

Офиолиты нижнепалеозойского возраста распространены на востоке Северной Америки в Аппалачской горной системе, но наиболее хорошо представлены на западе Ньюфаундленда (рис. 1). Здесь они впервые были описаны Стевенсом (Stevens, 1970). В районе Бей-оф-Айлендс и Бетс-Ков обнажаются наиболее полные разрезы комплекса (Church, Stevens, 1971; Williams, Malpas, 1972; Upadhyay et al., 1971; Dewey, Bird, 1971). В других местах встречаются только разрозненные члены офиолитовой ассоциации (Norman, Strong, 1975; Malpas and Strong, 1975; Williams et al., 1973).

В этой статье основное внимание будет посвящено разрезу района Бей-оф-Айлендс Западного Ньюфаундленда, где офиолитовый комплекс наиболее полно представлен, а ассоциирующиеся с ними осадочные образования прекрасно обнажены.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И СТАНОВЛЕНИЕ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

А. Региональная геология

На Западном Ньюфаундленде выделяются четыре основных комплекса пород: докембрийский фундамент, автохтонный осадочный чехол, покровы осадочных образований и офиолиты с сопутствующими им отложениями.

Докембрийский фундамент сложен высоко метаморфизованными образованиями с возрастом около 1 млрд. лет. Он представляет собой часть Гренвильской провинции Канадского щита. Сейсмические исследования свидетельствуют, что мощность коры на западе Ньюфаундленда обычная для щита, т. е. около 12 км или несколько более (Sheridan, Drake, 1968). Однако фундамент запада Ньюфаундленда отличается от области щита тем, что его породы прорваны базальтовыми дайками и интрузиями раннекембрийского возраста. Местами они слагают до 60% площади, занятой метаморфическими породами (Williams, Stevens, 1969).

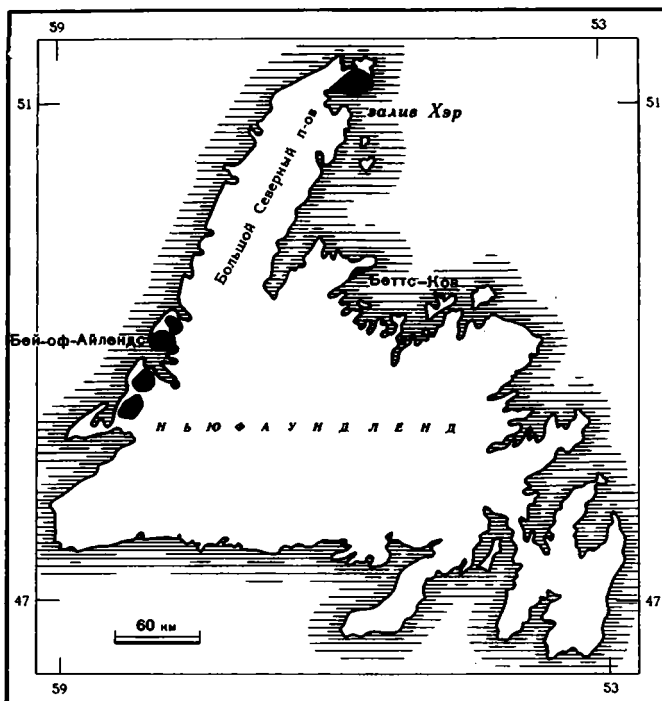


Рис. 1. Местонахождение офиолитовых пород в Западном Ньюфаундленде

Нижнекембрийские песчаники, сланцы и известняки трансгрессивно перекрывают породы фундамента. Начиная с позднекембрийского времени этот район представлял собой медленно опускающийся шельф с карбонатным осадконакоплением, которое продолжалось до конца раннего ордовика. После этого шельф стал быстро погружаться и был перекрыт флишевыми образованиями, снос обломочного материала которых шел с востока. В это же время покровы осадочных пород и офиолитов переместились во флишевый прогиб.

Тектонические покровы, сложенные породами осадочного чехла щита, включают породы от нижнего кембрия до верхов нижнего ордовика. Вероятно, они залегали на континентальном склоне и у его подножия. Их окружают более молодые образования флиша, принесенные с востока.

Тектонические чешуи, содержащие осадочные породы, каждая из которых запечатана в тектонический меланж, непосредственно перекрывают автохтон. Офиолиты и ассоциирующиеся с ними образования слагают самые высокие по разрезу покровы. Эти верхние покровы образованы по меньшей мере четырьмя важнейшими группами пород, при этом каждая группа встречается в одной или нескольких перекрывающих друг друга чешуях. В большинстве мест верхние тектонические покровы залегают на флишевых обломочных осадочных отложениях, но местами они залегают один на другом. В этом случае можно установить правильную структурную последовательность групп (рис. 2).

Наиболее широко представленная группа пород в верхних покровах включает полосчатые габбро, амфиболиты и полосчатые граниты, имеющие сложные соотношения; они прорываются слабо развитым комплексом параллельных даек; последние в свою очередь неотделимы от недеформированных подушечных лав, слагающих также часть тех же покровов. Полосчатые габброиды, амфиболиты и гранитные породы не имеют

непосредственных связей с основной массой офиолитов, слагающих вышележащие покровы, и были описаны как комплекс Литтл-Порт (Williams, Malpas, 1972). Основные офиолитовые чешуи выделяются в комплекс Бей-оф-Айлендс. Однако породы комплексов как Литтл-Порт, так и Бей-оф-Айлендс, в целом сходны с образованиями массива Тродос на Кипре (этим классическим разрезом офиолитового комплекса) во всех наиболее важных чертах геологического строения, включая сложную тектоническую историю, а также первичную стратиграфию комплекса.

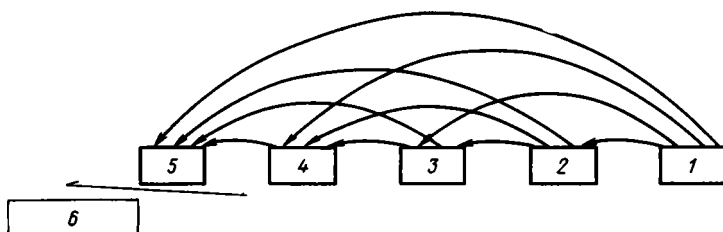


Рис. 2. Порядок положения чешуй в аллохтоне Хамбер-Арм, Западный Ньюфаундленд
 1 — Бей-оф-Айлендс, 2 — Литтл-Порт, 3 — Оулд-Мен-Ков, 4 — Скиннер-Ков, 5 — группа Хамбер-Арм, 6 — автохтон

Они также содержат сходное массивное сульфидное оруденение (Duke, Hutchinson, 1973). Было также установлено, что офиолиты Бей-оф-Айлендс изменяются по минеральным характеристикам сверху вниз: от палагонита через хлорит — в подушечных лавах до актинолита — в параллельных дайках и зеленой роговой обманки — в габбро (Williams, Malpas, 1972), т. е. так же, как было описано Гассом и Стевингом (Gass, Steving, 1973), в комплексе Тродос. Третий покров среди верхних чешуй с магматическими породами — покров Скиннер-Ков содержит щелочные вулканиты и связанные с ними дайки, которые интерпретируются Стронгом (Strong, 1974) как верхние серии хребта и ассоциируются с офиолитами. Они прямо сопоставимы с серией верхних подушечных лав комплекса Тродос.

Итак, анализ стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Западного Ньюфаундленда и его геологической эволюции трактуется как тектоническое развитие раннепалеозойской континентальной окраины (Stevens, 1970; Williams, Stevens, 1974).

Б. Стратиграфия и геохимия офиолитов

Офиолиты комплекса Бей-оф-Айлендс представлены в четырех разобренных массивах (с севера на юг): Тайбл, Норт-Арм, Блоу-ми-Даун и Льюс-Хиллс. У всех них одинаковое структурное положение, и они представляют собой либо четыре разобренных тектонических тела, либо один покров, расчлененный эрозией. Только два массива (Блоу-ми-Даун и Норт-Арм) имеют полные разрезы офиолитового комплекса, но все четыре включают базальные ультраосновные породы и сопровождающие их динамотермальные амфиболитовые ореолы. Разрезы офиолитов в трех самых северных массивах образуют пологую синклиналь северного простирания с субгоризонтальной осевой частью. Тектонически каждый из них представляет собой субгоризонтальный покров, надвиги в основании которого ограничивали разрез офиолитов на глубине (рис. 3).

1. Лерцолиты. Лерцолиты образованы минералогической ассоциацией, состоящей из оливина, клинопироксена, ортопироксена, цейлонита, в меньшей степени корунда, с метаморфической роговой обманкой и титанистым флогопитом. Они являются нижним членом разреза ультра-

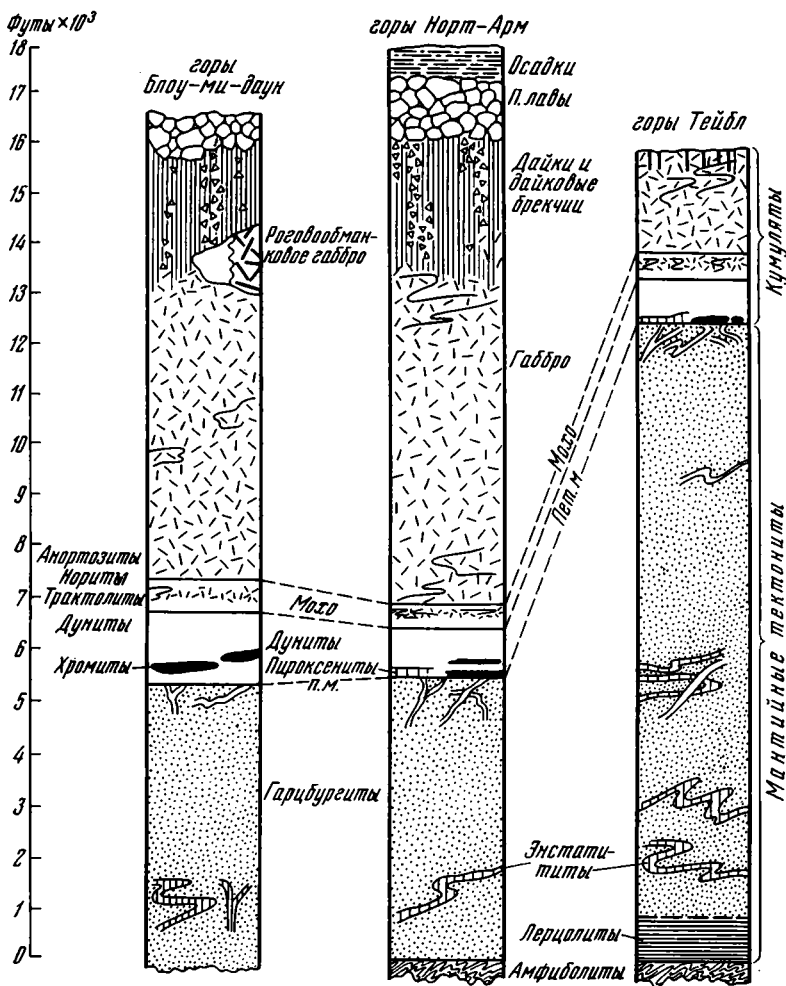


Рис. 3. Последовательность типов пород в офиолитах Бей-оф-Айлендс

основных пород и обнажаются непосредственно выше амфиболитового ореола гор Тейбл. Тектонизированная (деформированная) текстура в них образована вытянутыми и ориентированными измененными фенокристаллами ортопироксена в местах сопряжения их с окружающей основной массой, сложенной оливином, которые наблюдаются повсюду, хотя последним процессом изменения породы была серпентинизация. Жилы баститизированного энстатита имеют как переориентированную текстуру, так и первичную, и представляют собой продукт фракционной кристаллизации в процессе тектонизации, и частично образовались в период магматического плавления ультрабазитов. Таким образом, имеются указания на длительные деформации и магматическую активность — процессы, которые происходили в поднимающемся мантийном материале по оси спрединга. Тектонизированная текстура в породах, следовательно, интерпретируется как результат мантийных деформаций.

Равновесное сосуществование клинопироксена, ортопироксена и оливина с глиноземистой фазой, на что указывает в данном случае наличие шпинели, может быть использовано для определения условий давления и температуры, при которых происходила данная минералогическая кристаллизация (O'Hara, 1967; Davis, Boud, 1966; Wood, Banno, 1973; Mc-

Gregor, 1974). Они соответствуют давлениям в 20 кб и температуре в 1100°С, что позволяет определить глубины формирования породы в 60 км. Следовательно, шпинелевые лерцолиты представляют собой частично истощенный материал верхней мантии в соответствии с моделями строения верхней мантии, предложенными О. Хара (O'Naga, 1968) и Рингвудом (Ringwood, 1969).

2. **Гарцбургиты.** Гарцбургиты, включающие подчиненные тела дунитов и энстатититов, образуют основную часть разреза ультраосновных пород, максимальная мощность которых в горах Тейбл достигает 4 км. Минералогически они образованы оливином, ортопироксеном и хромшпинелью. В этих породах устанавливается очень небольшое количество клинопироксенов, нижний их контакт с лерцолитами прослеживается по наличию этого минерала. Мантийная тектонизированная текстура повсеместно присутствует в гарцбургитах, как и в пироксенитах (клинопироксен и ортопироксен), жилы которых обычны в нижней части разреза этой зоны. Жилы дунитов и слоистость, напротив, увеличиваются по направлению к верхам гарцбургитовых тел, где они частично пересекают друг друга. Тела дунитов обычно ассоциируются с прожилками хромитов.

3. **Дуниты.** Хотя дуниты встречаются в большем или меньшем количестве во всем разрезе ультрабазитов, зона, состоящая почти только из дунитов, мощностью приблизительно около 350 м встречается выше гарцбургитов. К сожалению, точная мощность этой зоны не может быть установлена из-за постепенного перехода ее в подстилающие и перекрывающие породы. Нижний контакт во многих местах маркируется по линзам клинопироксенитов и подформных хромитов, обычно встречающихся в виде подчиненных минеральных ассоциаций в дунитах. Количество плагиоклазов увеличивается в интеркумулятивной фазе этой зоны. Кумулятивные структуры характерны для всей зоны дунитов в отличие от мантийно-тектонической текстуры, типичной для подстилающих пород. Хотя обычно дуниты в разной степени серпентинизированы (местами до 65%), тем не менее в оливинах хорошо видны признаки кумулятов с кумулятивными и интеркумулятивными хромитами. Обычный по размерам образец, включающий хромиты и плагиоклазы, имеет постепенные минералогические переходы, которые представляют фазы кумуляции. Переходы между дунитами с кумулятивной структурой и гарцбургитами с тектонизированной текстурой имеют мощность в несколько метров. Эти структурные отличия позволяют предполагать генетические различия между данными типами пород, на которые указывают также и другие признаки, описанные ниже.

4. **Переходная серия.** В верхней части разреза преобладают полевошпатовые дуниты, переслаивающиеся с норитами, троктолитами и анортозитами. Мощность этой зоны, которую Смит (Smith, 1958) назвал критической, достигает 100—200 м. Она является переходной между ультрабазитами и перекрывающими их основными породами.

Изменение характера слоистости от сантиметров до нескольких метров по мощности представляет собой также весьма интересную особенность. В некоторых местах встречаются посткумулятивные деформации, но их ограниченность по разрезу и окружение недеформированными образованиями позволяет предполагать, что складки возникли в результате оползания кристаллической каши. Простирающие слои, в целом весьма выдержанные, местами нарушаются оползневыми складками. Наклон слоев может быть много положе, чем в смежных ультраосновных образованиях, и опрокинутые падения для них нехарактерны. Слоистость обусловлена наличием линз различных типов пород, которые часто ограничены по размерам и редко прослеживаются по латерали на значительные расстояния. Минеральный состав, возможно, представляет собой остатки первичной магматической слоистости, которая сравнима со сход-

ными чертами структуры, описанными в тектонически недеформированных алливалитах Рум, на Внутренних Гебридах. Особенности вмещающих формаций позволяют предполагать быстрое осаждение, возможно, при воздействии возникавших турбидитных потоков, существование которых предполагалось Вагером и Диром (Wager, Deeg, 1939) при формировании интрузии Скеергард.

Смит (Smith, 1958) классифицировал породы кристаллической зоны на основании соотношений плагиоклаза (битовнит — An 75), клинопироксена (диопсид — авгит) и оливина (Fo 85). Химические варианты состава минералов этой зоны весьма ограничены, а скрытокристаллические прослои не были еще достоверно доказаны. Там, где преобладает плагиоклаз, были установлены линзы харизита и алливалита. Гидрогранаты в большинстве случаев замещают плагиоклазы, причем состав меняется по направлению к трикальцит-гексадриту, находящемуся в конце этого ряда.

Прожилки крупнозернистого клинопироксена, как конкордантные, так и пересекающие слоистость, встречаются в ряде мест, но чаще всего в основании критической зоны. Клинопироксен обычно представлен по составу чистым диопсидом, $Ca_{1.7}Mg_{0.3}Fe_1$, ассоциирующимся с небольшим количеством серпентинизированного оливина.

5. Г а б р о и д ы. Породы габбрового состава в разрезе комплекса Бей-оф-Айлендс слагают равный объем с ультраосновными образованиями. Габброиды обычно слоисты, но осадочной слоистости типа градационной или косой в них не было отмечено. В некоторых разрезах направление увеличения зернистости в прослоях быстро меняется, что позволяет сравнивать их образование с «дифференциацией потока». В других местах псевдокосая слоистость возникла в результате тектонических дислокаций еще незатвердевшей массы.

Анортозитовое габбро обычно постепенно переходит в мелгаббро, что вызывается увеличением количества содержания клинопироксена и возрастанием содержания анортита в плагиоклазе. Роговообманковое габбро, в котором прослои амфиболитов обуславливают слоистость, встречается в разрезах гор Норт-Арм и Тейбл и приурочено к верхам зоны габброидов (Malpas et al., 1973). Оливин в габброидах присутствует редко, но повсеместно он является относительно ранним кристаллизующимся минералом и обычно включен в плагиоклаз. Часть оливина серпентинизирована, а неизменные кристаллы обогащены железом.

Актинолит и зеленая роговая обманка развиты как вторичные минералы, образовавшиеся в результате первичного метаморфизма, тогда как пренит формируется вдоль более поздних поперечных жил.

6. Д и о р и т ы. Обогащенные натрием диоритовые породы или кварцевые диориты, по составу близкие к трондьемитам, пересекают грубозернистые габброиды и встречаются как часть разреза диабазовых даек в горах Норт-Арм и Блоу-Ми-Даун. Эти небольшие тела ассоциируются с верхними габброидами, а также были встречены в виде жил и даек вблизи месторождения меди у горы Сент-Грегори. В ультраосновных образованиях тела диоритов не установлены. Обычно диориты имеют цвет от розового до серого, и зернистость их меняется от средней до мелкой. Плагиоклаз, представленный альбитом или олигоклазом, часто изменен и встречается в виде зональных идиоморфных фенокрист. Порода иногда содержит до 50% кварца, а акцессорные минералы в ней включают эпидот, апатит, циркон и реже пирит. Эти кварцевые диориты интерпретируются как образования поздней стадии дифференциации толейтовой магмы.

7. Д и а б а з ы. Параллельные диабазовые дайки наиболее широко развиты в горах Блоу-Ми-Даун и также установлены в разрезе Норт-Арм. Дайки и связанные с ними брекчированные дайковые породы в обоих районах были первоначально описаны как метавулканические об-

разования, слагающие кровлю интрузии и отделяющие нижние габброиды от подушечных лав, залегающих на них (Smith, 1958).

Параллельные дайки представлены темно-серыми до зеленоватыми среднезернистыми массивными, в большинстве случаев равнезернистыми породами. Иногда главным образом центральные части широких даек — плагиофировые. Контакты закаливания были встречены во многих местах. Массивные дайковые породы в основном состоят из равного количества плагиоклаза и актинолита. Кое-где актинолит окружает цветной каймой ядра реликтового клинопироксена.

Брекчии образованы фрагментами угловатых плотно притертых друг к другу дайковых пород, изменяющихся по размеру и окруженных цементом, состоящим из того же материала. Они представляют собой те же разрушенные дайки внутри дайкового комплекса. Размеры обломков не превышают размеры даек, которые развиты по периферии. Некоторые обломки, хотя их отнюдь не большинство, несут следы повторного разрушения. Однако движения обломков относительно друг друга не могли быть значительны, так как расположение фрагментов грубозернистых и тонкозернистых разностей внутри брекчии сохраняется первичным, существовавшим до образования корок закаливания. Брекчированность ограничивается только зоной диабазов, и ее следы отсутствуют как в перекрывающих диабазы подушечных лавах, так и в подстилающих их габброидах (Williams, Malpas, 1972). Брекчированные дайки встречаются и в виде интрузивных тел в свежих массивных габбро. Эти дайки имели активные контакты с габбро до того, как они были брекчированы, о чем свидетельствует расположение обломков. Механизм холодного образования брекчий, без разрушения вмещающих дайки магматических пород, еще до конца не понят, но, возможно, он является результатом миграции магматических растворов (Williams, Malpas, 1972).

Все дайки метаморфизованы от низких степеней амфиболитовой до зеленосланцевой фации, скорее в результате внутренних (постмагматических) процессов, чем регионального метаморфизма, связанного со складчатостью. Основными метаморфическими минералами в них являются актинолит, хлорит, эпидот и цоизит. Иногда встречаются пренит и пумпеллит.

8. Подушечные лавы. В разрезах гор Блоу-Ми-Даун и Норт-Арм обнажаются подушечные лавы. Подводящими каналами для лав служат подстилающие их дайки. Они перекрываются алевролитами, а в основании горизонта лав находятся сульфидсодержащие прослои. Лавы идентичны подушечным разностям массива Тродос на Кипре (Searle, 1972). Подушечные лавы, мощность которых приблизительно 300 м, венчают магматический разрез офиолитов.

9. Осадочные породы, залегающие на офиолитах. Осадочные породы максимальной мощностью до 200 м перекрывают во многих разрезах подушечные лавы и, несомненно, являются частью офиолитового комплекса. Это главным образом красновато-бурые песчаники, красные сланцы и алевролиты, и иногда среди них встречаются конгломераты с редкой рассеянной галькой.

Осадочные породы хорошо слоисты и отсортированы, и поверхность слоев определяется по мелкой ряби и следам потоков. Наличие фрагментов вулканических пород и отсутствие калиевых полевых шпатов отличают эти осадки от песчаников, подстилающих надвиговые пластины. Эти осадки не имеют литологически заметного сходства с современными осадками глубоководных океанских впадин или трогов, вытянутых вдоль океанических хребтов. Кроме того, хотя осадочные породы, обогащенные марганцем, встречаются в других разрезах офиолитов Ньюфаундленда (Upadhyay, 1973) и развиты на океанском дне (Scott et al., 1976), тем не менее литологически они резко отличны от осадочных пород, характерных для разреза офиолитов Бей-оф-Айлендс. Присут-

ствии в последних оломков кварца и крупная зернистость отдельных осадочных горизонтов позволяют предполагать, что источники их сноса были, по-видимому, по своему составу близки к гранитоидам.

10. Петрогенезис пород. Химические анализы как основных, так и редких элементов были выполнены в атомном абсорбционном спектрофотометре и на атомном флуоресцентном спектрофотометре. Изучались все типы пород, за исключением осадочных. Результаты этих исследований приводятся в данной статье только в форме диаграмм, но они могут быть посланы авторами по просьбе читателя.

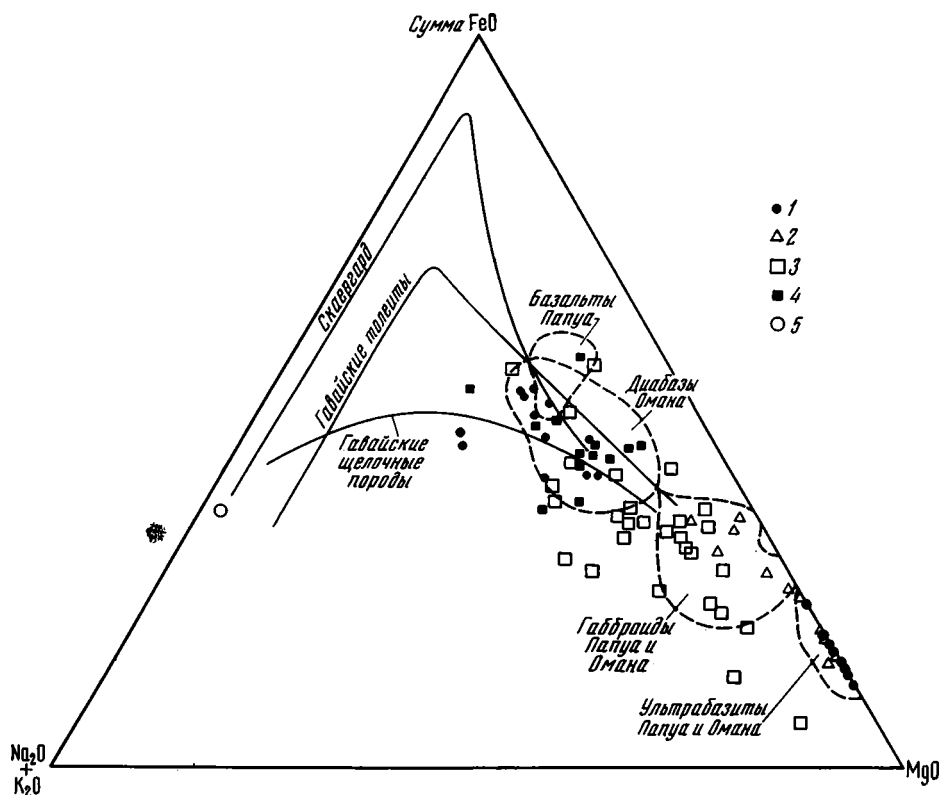


Рис. 4. Диаграмма FeO—MgO—Na₂O+K₂O офиолитов Бей-оф-Айлендс в сравнении с другими хорошо известными офиолитами
1 — дуниты, 2 — пироксениты, 3 — габбро, 4 — дайки, 5 — подушечные лавы

На первой диаграмме (рис. 4) видно, что состав ультраосновных пород комплекса Бей-оф-Айлендс близок к составу тех же пород офиолитов Папуа и Омана и в целом совпадает со средними ультрабазитами офиолитов, химический состав которых был подсчитан Тайером (Thayer, 1967). Сходные результаты были получены и по океаническим породам, поднятым драгами (Р. Скотт, личное сообщение). Ориентация направлений на диаграмме состава ультраосновных — основных пород комплекса Бей-оф-Айлендс несколько более сложная, чем это можно было ожидать. Общая тенденция состава нижних габброидов ориентирована поперек диаграммы, т. е. в сторону от вершины FeO. Это направление может быть результатом увеличения Na₂O и K₂O, но эти породы не несут следов повышенной щелочности. Таким образом, направление дифференциации было таково, что привело к уменьшению количества Fe₂O₃ и MgO в ультрабазитах и нижних габбро, но возрастанию содержания этих эле-

ментов в верхних габбро, дайках и подушечных лавах. Фракционная кристаллизация оливина сменяется кристаллизацией клинопироксена. Кристаллизация плагиоклаза способствует обогащению остаточного раствора железом, что приводит в дальнейшем к увеличению Fe_2O_3 . В результате такого обогащения железом в заключительную стадию происходит кристаллизация магнетита и титаномагнетита. Норман и Стронг (Norman, Strong, 1975) подчеркивали уже наличие сходной картины для других офиолитов Ньюфаундленда и указывали на значительное сходство между основными породами этих комплексов и океаническими толеитами.

Количество Cr_2O_3 и NiO нанесено на диаграмму для ультраосновных альпинотипных перидотитов и ультрабазитов толеитовой стратиформной интрузии на примере массива Маскокс, Северо-Западной территории Канады (рис. 5). Прослеживается четкий раздел от оливиновых перидотитов из ультрабазитов и основных пород стратиформных интрузий.

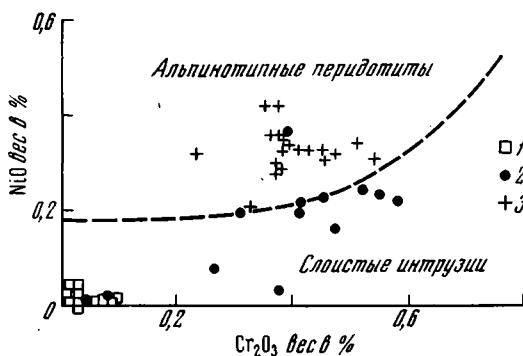


Рис. 5. Отношения NiO (вес.%) к Cr_2O_3 (вес.%) для габбро, дунитов и ультраосновных тектонитов в альпинотипных перидотитах и слоистых интрузиях
1 — габбро, 2 — дуниты, 3 — ультраосновные тектониты

Сходный раздел выдерживается и между породами, встреченными выше и ниже границы гарцбургит — дунит. Эти различия позволяют сопоставлять одни ультрабазиты с породами стратиформного комплекса, а другие — с альпинотипными перидотитами.

Неизмененные зерна оливина почти всего разреза были подвергнуты исследованиям на электронном микроанализаторе (табл. 1). Резкое уменьшение содержания форстерита у гарцбургит-дунитовой границы было установлено в разрезах гор Тейбл и Норт-Арм. Оливин в лерцолитах и гарцбургитах включает Fo_{92} , тогда как обычно в составе дунитов и вышележащих пород встречается низкое содержание Fo_{88} .

Таблица 1

Тип пород	Содержание Fo в оливине (%)
Оливиновое габбро	75,1
Дуниты	81,1
»	87,5
»	89,1
Гарцбургиты	91,6
»	91,4
»	93
Лерцолиты	89,7
»	89,8

Хромиты также отличны по обе стороны этой границы. Красная хромшпинель является основным хромсодержащим минералом в гарцбургитах, тогда как непрозрачный черный хромит типичен для дунитов. Основная концентрация их происходит в подформных телах и в главную кумулятивную фазу в основании дунитовой зоны. Появление гори-

зонта вкрапленных хромитов может также указывать на резкую смену содержания Fe_2O_3 в расплаве (Malpas, Strong, 1975).

Клинопироксен кристаллизуется в основную фазу образования дунитовой зоны. Поэтому довольно часто встречаются в ней заметные тела клинопироксенитов. Наступление этой фазы также подчеркивает границу между гарцбургитами и дунитами.

Значение границы между гарцбургитами и перекрывающими их дунитами заключается в том, что она отражает переход от пород мантийного происхождения к породам, образующимся в результате кристаллизационной дифференциации в коровых условиях, на относительно высоких уровнях стратиформных интрузий. Ирвин и Финдлей (Irvine, Findlay, 1972) предложили такую же модель для образования комплекса Бей-оф-Айлендс, но они не отнесли дуниты к коровым породам. Этот горизонт может быть назван «петрологическим Мохо» или генетической границей между корой и мантией (Malpas, 1973). Такой же раздел был предложен Гринбаумом (Greenbaum, 1972) для комплекса Тродос. Критическая зона (125—500 м выше по разрезу), вероятно, представляет собой сейсмическую границу Мохо, так как отражает более резкие различия в плотности пород. Однако имеются указания на то, что петрологический Мохо иногда также устанавливается сейсмическими методами как менее четкий раздел и он отмечается ниже современной границы Мохо в океане на глубине около 600 м (M. Keen, R. Moberly, личное сообщение, 1972).

Виллиамс и Малпас (Williams, Malpas, 1972) уже отмечали общее сходство химического состава основных пород комплекса Бей-оф-Айлендс и океанических толеитов, принимая для сопоставления усредненный состав последних (Engel et al., 1965; Melson et al., 1968). Однако общее количество щелочей и кремнезема, проекция внутри тетраэдра базальтов, количество изотопов стронция и валовое содержание K_2O (Malpas, 1977) указывают на то, что не все основные породы являются типичными толеитами. Имеются несомненные доказательства, что основные породы комплекса Бей-оф-Айлендс представляют собой переходную серию между толеитовыми и среднещелочными образованиями. Подобные породы переходной серии были обнаружены в осевой части Срединно-Атлантического хребта Аументо (Aumento, 1968), а также Мюиром и Тилли (Muir, Tilley, 1964). Во время последнего рейса в район Срединно-Атлантического хребта между 26 и 11° с. ш. авторами были собраны образцы базальтов из центральной рифтовой долины, которые имеют среднещелочную природу. В свете перечисленных выше фактов с внесением определенных поправок в состав океанических толеитов, предложенный впервые Энгелем и его соавторами (Engel et al., 1965), они могут быть отнесены к одной и той же группе.

Фазовые соотношения мантийного давления с определенным составом при частичном плавлении, определяемые глубиной и базальтовыми составляющими, просто отобразить в системе $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$. Правило проекции этого тетраэдра было предложено О'Харой (O'Naga, 1968, стр. 86—87). Результаты пересчета анализов разреза Бей-оф-Айлендс представлены на проекции (рис. 6), где контрольная кривая оливин — ортопироксен (период частичного плавления состава шпинелевого лерцолита) пересекает обычный состав лерцолитов и положение гарцбургитового среднего состава и полностью контролируется составом, находящимся в расплаве оливина и энстатита. Состав последнего расплава, образовавшегося в результате частичного плавления шпинелевого лерцолита, должен также располагаться на диаграмме в этих контрольных линиях и до тех пор, пока небольшое количество клинопироксена останется в гарцбургите, должен включать оливин, ортопироксен, клинопироксен и т. д. Точка А отвечает 18—20 кб.

Химический состав первичного расплава отвечает пикритовым толеитам и родствен коматитам (Cawthorn, Strong, 1975). Начиная с момента

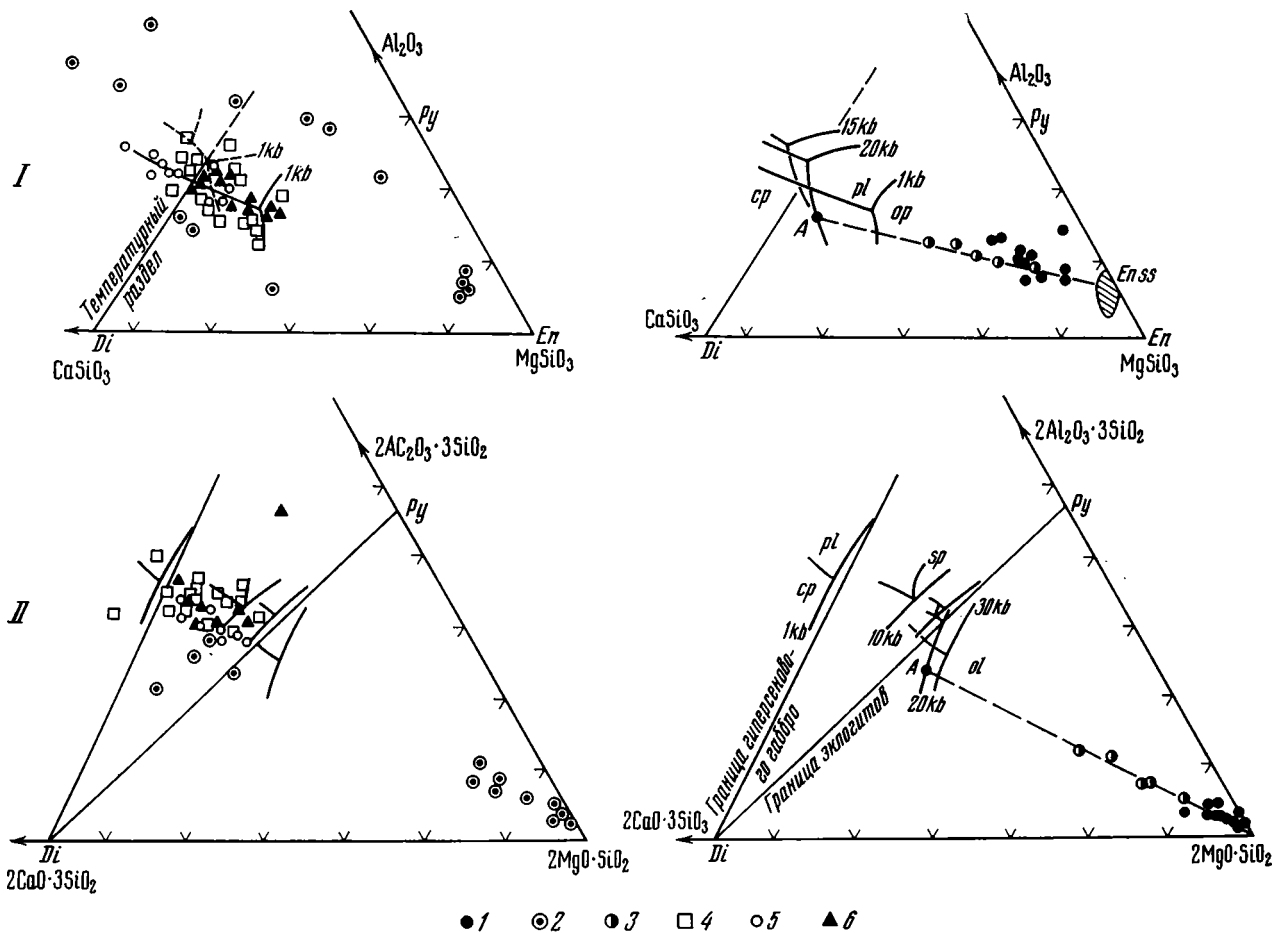


Рис. 6. Проекция тетраэдра $CaO \cdot MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ (I) на плоскость $CaSiO_3 - MgSiO_3 - Al_2O_3$ из фигуративной точки оливина, (II) на плоскость $2CaO \cdot 3SiO_2 - 2MgO \cdot SiO_2 - 2Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$ из фигуративной точки энстатита
 Py — пироп; Pl — плагиоклаз; Op — ортопироксен; Sp — клинопироксен; sr — шпинель; 1 — гарцбургиты, 2 — дуниты, 3 — лерцолиты, 4 — габбро, 5 — базальты, 6 — дайки

первичного плавления этой магмы, по-видимому, разделяется на два расплава: нефелиново-нормативно-щелочной и толеитовый. В зависимости от давлений при фракционной кристаллизации возможно возникновение основных пород переходного типа (Malpas, 1977).

Основные породы, без сомнения, представляют собой продукт кристаллизации при низких давлениях (неглубокое залегание). Однако точное положение и природа кристаллизационной магматической камеры остаются еще не установленными. Гринбаум (Greenbaum, 1972) предложил модель, в которой рассмотрел одну крупную магматическую камеру, протягивающуюся вдоль простирания хребта наподобие трогового бассейна и питающуюся в осевой части по пульсирующему каналу. Он считал, что так происходит образование комплекса Тродос на Кипре. Основными аргументами против этой модели служат результаты структурного анализа: трудно себе представить механизм, удерживавший тонкую покрывку диабазов над крупным очагом магмы, в которую внедрялись дайки у оси спрединга и которая сохранилась вне осевой части хребта в виде одного горизонта. Слабость этого положения осознает и сам Гринбаум. Таким образом, отсутствуют какие-либо доказательства наличия конвекции магмы в крупных масштабах, которая могла бы существовать в камере, где основную роль играл бы температурный градиент, высокий в осевой части и понижающийся к периферии.

Эти противоречия отсутствуют в модели Мурза и Вайна (Mooges, Vine, 1971), которые высказали предположение, что образование комплекса Тродос происходило в нескольких небольших магматических камерах под центром спрединга. Доказательства, поддерживающие эту модель, можно найти во взаимоотношениях между телами габброидов в основной зоне габбро (Аллен, личное сообщение, 1974), а также в наличии секущих даек в кумулятах габбро, и более того, в кумулятах ультрабазитов. При анализе разреза малых интрузий последняя модель более всеобъемлюща, чем предположение о наличии одного магматического очага. В модели малых камер дайки могут возникать и позже, прорывая последовательно другие дайки, габбро и местами ультраосновные кумуляты, ориентируясь вертикально к поверхности. Поэтому и для офиолитов Ньюфаундленда, образовавшихся в центре спрединга, Стронгом и Малпасом (Strong, Malpas, 1975) была предложена модель, близкая к модели Мурза и Вайна.

В. Метаморфические породы, связанные с офиолитами

Ореолы метаморфических пород под альпинотипными перидотитами или в основании офиолитовой ассоциации встречаются во многих разрезах земного шара (Challis, 1965; Dickey, 1970; Green, 1964; Kagamata, 1968; Loomis, 1972; MacGregor, 1964; MacKenzie, 1960; Smith, 1958). Отсутствие контактовых ореолов в других местах скорее свидетельствует о структурных отличиях, чем о том, что ореолов метаморфических пород никогда не было, так как большинство офиолитов и альпинотипных перидотитов ограничены разломами.

Метаморфические породы всех типов, встречающиеся в основании офиолитовой ассоциации, слагают комплекс Бей-оф-Айлендс. Эти образования, которые формируют часть покровов Бей-оф-Айлендс, обычно описываются как «базальные ореолы» (Malpas et al., 1973; Williams, Smith, 1973). Контактные породы приурочены к определенному стратиграфическому уровню в основании офиолитового разреза, не подчиняясь современной структурной подошве покрова, которая определяется серпентинитовым меланжем. В тех разрезах, где породы ореола прекрасно обнажены, их мощность достигает приблизительно 130 м и состав меняется от полосчатых пироксеновых амфиболитов в контакте через гранатосодержащие филлиты до аргиллитов. В некоторых местах встречаются

ся родингитовые породы, образовавшиеся в результате последующего кальциевого метасоматоза.

Последняя дискуссия между Мак-Таггартом (MacTaggart, 1972) и Мурзом и Реймондом (Mooges, Raymond, 1972) отражает ранние и более поздние точки зрения на альпинотипные перидотиты: с современных позиций их не надо противопоставлять. Если альпинотипные перидотиты представляют собой дериваты мантии и в большинстве регионов являются ультрабазитовой частью офиолитового комплекса (сейчас разобшенного), то окружающие их ореолы метаморфических пород могут не представлять контактовых температурных градиентов. Скорее они не отражают связи с первичным перемещением офиолитов, а обусловлены более поздними тектоническими процессами и метаморфизмом. Подобная гипотеза о взаимосвязи контактовых пород комплекса Бей-оф-Айлендс с перемещением надвиговых чешуй была предложена Малпасом и его соавторами (Malpas et al., 1973) и Виллиамсом и Смитом (Williams, Smith, 1973). Постоянное положение ореолов, их выдержанная небольшая ширина, полное сходство в составе и их структурные и метаморфические характеристики — все это может быть истолковано при помощи модели тектоники плит, которая объясняет метаморфические ореолы как результат метаморфических процессов при выбросе океанической коры и мантии на окраину континента. Согласно модели тектоники плит, породы верхней части коры перекрыты субгоризонтальной пластиной океанической коры и мантии, которые повсеместно сорваны приблизительно с одного и того же уровня (в 3—6 км от поверхности мантии, что сопоставляется с мощностью ультрабазитовой части офиолитового комплекса). Ореол в данном случае представляет собой продукт динамотермального метаморфизма, а его структурный рисунок и метаморфические минералы отражают раннюю стадию отрыва. В пользу этой точки зрения свидетельствует следующее: во-первых, направление простириания хребта, или центра спрединга, в пределах которого офиолиты первоначально образовались, определяется по ориентировке параллельных даек в перемещенном комплексе. Они должны быть параллельны хребту, с которого были смещены (Williams, Malpas, 1972). Более того, направление наиболее раннего перемещения (по-видимому, оно происходило под углом к окраине континента) относительно простириания хребта может быть выявлено при сравнении простириания дайкового комплекса с направлением перемещения надвигов, которое может быть установлено по вергентности и ориентировке плоскостей ранних лежащих складок в пределах контактового метаморфического ореола. Выясняется, что эти простириания пересекаются под тупым углом, а это в свою очередь позволяет сделать предположение о том, что хребет пересекал окраину континента.

Второй вопрос, касающийся механизма перемещения океанической коры и мантии на окраину континента, почти совсем не изучен или практически совсем не понят (Coleman, 1971; Mooges, MacGregor, 1972). Могут быть два основных источника температурного метаморфизма при образовании контактовых ореолов: первый — нагрев пород мантии и второй — температура, образовавшаяся при перемещении. Термодинамические расчеты предполагают температуру 800°С в основании покровов. Вычисления общего объема тепла, которое образовалось в результате трения в основании покровов, в идеальных условиях свидетельствуют, что температуры не могли быть более 200°С. Следовательно, первичный нагрев ультраосновных пород до их перемещения должен был достигать 1100°С. Такие температуры на глубине 3 км в мантии в океанических условиях в настоящее время могут быть допустимы лишь для двух структур. Это либо в пределах или рядом с центром спрединга, либо в окраинном бассейне, где высокий тепловой поток обусловлен магматической активностью над зоной субдукции.

Итак, источник тепла — фактор, контролирующий распределение и положение геозотерм, часто остающийся до конца непонятым почти во

всех исследованиях условий регионального метаморфизма (приемлем или не приемлем ли мы эту модель), останется в целом также почти недоказанным. Однако мы можем в целом высказать предположение, что офиолиты были перемещены из их первичного океанического положения вскоре после их образования и поэтому несли в себе еще много остаточного тепла. Мало вероятно, что они находились на краю крупного океанического бассейна, вдалеке от центра спрединга.

Г. Перемещение офиолитов

Проблема перемещения больших масс относительно некомпетентных и слаботектонизированных пород на крупные расстояния давно уже привлекает внимание геологов. Обычно для подобного объяснения привлекают гравитационные силы, так как они вызывают минимальные деформации в перемещаемых породах. В этом случае тело не толкают или тянут — оно просто оползает. Однако для объяснения крупных горизонтальных перемещений применение гипотезы гравитационного оползания затруднено, так как невозможно представить себе склон такой длины для подобного перемещения (Lemoine, 1973).

Для объяснения этой дилеммы в свое время предлагалась модель миграции областей поднятий. Перемещенные породы, образовавшие группу вращавшихся блоков, иногда выделявшихся под названием «составной клин» (Merla, 1957), многократно испытывали воздымание в направлении перемещения. Один из вариантов этой гипотезы предполагает волновое перемещение зоны поднятия, на гребне которого в сторону движения волны транспортировались сорванные породы. Никаких убедительных доказательств для подтверждения существования «составного клина» или перемещающейся волны не было приведено. Роджерс и Нил (Rodgers, Neals, 1963) первыми предположили, что аллохтон Хумбер-Арм был перемещен гравитационными силами. Их гипотеза частично основывалась на сравнении с механизмом движения Таконского клиппа, который сполз с соседних с ним гор Грин (Zen, 1961). Никто серьезно не анализировал гравитационную гипотезу Роджерса и Нила, хотя она встречает много серьезных возражений.

Более поздними исследованиями (Stevens, 1970) была установлена важная роль мощной верхней пластины офиолитов в строении всего аллохтонного пакета. Было высказано предположение, что в процессе движения на запад покрова офиолитов последовательно образовывались чешуи из субстрата окраины континента и скапливались в основании аллохтона. Следовательно, самая верхняя пластина из набора чешуй перемещалась на самое большое расстояние (Stevens, 1970, фиг. 4, нижняя). Хотя первоначальное образование покрова и смещение офиолитов на окраину континента было вызвано процессами сжатия, дальнейшая фаза перемещения этих покровов контролировалась гравитационными силами. Этот тип перемещения представляет собой один из вариантов «надвиговых чешуй», по Бухеру (Bucher, 1955), и название «гравитационные пластины надвигового пакета чешуй» вполне применимо для описания движения этого типа. Хотя предыдущие исследователи были весьма эрудированными, никто из них (Williams, 1971; Williams, Malpas, 1972; Dewey, 1974) не применял этого термина для объяснения природы и строения аллохтона, позволяющего восстанавливать палеогеографию до образования покровов; своего рода тектонический закон Вальтера. Тем не менее проблема склона остается до конца не объясненной, ибо гравитационные силы остаются весьма важными движущими силами.

Пластины верхних частей аллохтона переместились по меньшей мере на 100, а может быть, и на 200 км. Если оползание происходило со склона с наклоном только 5°, то тогда разница в высотах между его противоположными концами была бы не менее 9 км и весь он был погружен

под воду (Stevens, 1970). Ясно, что проблема склона остается, а если это так, то каким путем было собрано в один аллохтон столько различных типов пород, образовавшихся в отличающихся друг от друга условиях у подножия континента и в глубоком океаническом бассейне без сложнейших деформаций или метаморфизма большинства их компонентов?

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ОКРАИНЫ КОНТИНЕНТА В ЗАПАДНОМ НЬЮФАУНДЛЕНДЕ

А. Развитие континентального шельфа

Геологическая летопись в разрезе автохтона наиболее проста для расшифровки. Очень важно отметить, что после начала трансгрессии нижнекембрийского моря здесь не было магматической деятельности или крупных несогласий вплоть до момента перемещения на шельф офиолитов. Ниже принимается за постулат то, что офиолиты представляли собой литосферу окраинной впадины, образовавшейся на западе Протоатлантики. Считается также, что зона субдукции, наклоненная на запад, с которой было связано образование этого окраинного бассейна, исчезла, не оставив следов в разрезах осадочных пород непосредственно в сопредельных с ней регионах.

Осадочный разрез автохтона имеет относительно простую историю. После периода стабильного мелководного осадконакопления, продолжавшегося от нижнего кембрия до середины аренигского времени, шельф был разбит на блоки. Весьма возможно, что сначала на западе, а позднее на востоке образовались локальные горсты, которые отставали на общем фоне опускания. Погружение началось после короткого периода воздымания.

В течение эпохи погружения прогрессивно все более глубоководные фации осадков проникали на территорию бывшей платформы, создавая прекрасное подтверждение остающемуся в силе закону Вальтера (Middleton, 1973). Мелководное выдержанное известковое осадконакопление сменяется формированием известковых турбидитов и глинистых осадков. Перемещение на них аллохтона сопровождалось уже образованием флиша, который частично включал материал аллохтона.

Трудно точно установить, как глубоко под воду был погружен автохтон в момент перемещения аллохтона, но сейчас структурно выше покровов залегают около 6 км мелководных рифогенных известняков. Это позволяет высказать предположение, что в момент надвигания офиолитов край автохтона бы опущен до океанских глубин. Итак, последовательность была следующей: мелководное осадконакопление, небольшое воздымание, быстрое погружение до океанских глубин и затем надвигание покровов офиолитов и ассоциирующихся с ними пород.

Строение разреза осадочных отложений аллохтона позволяет восстановить следующую геологическую историю: 1) кембрийские и нижнеордовикские осадки явились частью континентального склона; 2) батальные осадки — кремненакопление и прекращение седиментации; 3) появление осадков, источники сноса которых располагались на востоке (они включают обломки как офиолитов, так и островодужного комплекса); 4) тектоническое перемещение осадочных пород в основание разрастающегося пакета чешуй под офиолиты и надвигание их на континент.

Следовательно, история развития автохтона и каждой отдельной пластины осадочных пород аллохтона в целом сходны. Устанавливаются стабильное осадконакопление континентальной окраины, погружение, прекращение седиментации, накопление флиша из материала, снесенного с востока, и перекрытие породами аллохтона. Нет никаких следов маг-

матической активности, не считая нижнекембрийских вулканитов. Все это не допускает и мысли, что они могли формироваться выше зоны субдукции.

Такая последовательность геологических событий может послужить ключом для решения вопроса транспортировки офиолитов на запад Ньюфаундленда.

Б. Одновременные геологические события в Центральном Ньюфаундленде

В течение нижнего палеозоя Центральный Ньюфаундленд был районом островного вулканизма (Strong, 1973), в результате которого в раннеордовикское время образовалась призма вулканических пород мощностью до 8 км. Вулканические извержения прекратились в карадоке, когда завершилась транспортировка офиолитов на континентальную окраину в Западном Ньюфаундленде.

Временная и пространственная связь перемещения офиолитов на западе и островодужного вулканизма в 150 км к востоку позволяет высказать предположение, что образование покровов офиолитов было обусловлено наклоненной на восток зоной субдукции, которая также предопределяла вулканизм островной дуги в Центральном Ньюфаундленде. Офиолитовые покровы представляют собой часть древней системы дуга — желоб.

Чем больше геофизических и геологических данных поступает о зонах океанической субдукции в желобах, тем становится яснее, что в некоторых из них по крайней мере островной склон включает серию пластин, поддвинутых под дугу. В соответствии с одной из современных гипотез (Seeley et al., 1974) внутренний склон желоба образован тектоническими пластинами и его рост происходит за счет субдукции тектонических чешуй в самом его основании. Покровные пластины накапливаются над погружающейся плитой и в основании обдущированной плиты, так же как пакеты чешуй в аллохтоне, и не перемещаются далеко относительно погружающейся плиты. Чешуи, образующие аллохтон, следовательно, скапливались снизу.

В результате этого процесса стратиграфические реконструкции для аллохтона и автохтона в Западном Ньюфаундленде сходны.

В случае, когда клин континентального склона надвигается на желоб, вероятно, будет встречена последовательность, включающая турбидиты континентального подножия, осадки абиссальной равнины, отложения желоба, которые будут присутствовать в каждой тектонической пластине. Летопись осадконакопления, восстанавливаемая в перемещенных отложениях под офиолитами, может быть легко объяснена, исходя из этой модели.

Развитие меланжа между каждой из пластин, видимо, можно истолковать как результат деформаций под высоким гидростатическим давлением, вызываемом в результате подвига новой пластины в основание пакета чешуй. Поэтому нет причин отрицать возможность рещарьирования субдукцированного фундамента континента, что, вероятно, происходит на Тиморе (Hamilton, 1973), где покровные пластины основания Австралийской плиты сейчас размываются, давая обломочный материал для Тиморского желоба.

Предполагаемая последовательность геологических событий приведена на рис. 7. Возможно, будет высказано возражение против субдукции континентальной коры под океаническую литосферу из-за большой разности в их плотности, но нужно не забывать, что гренвильский фундамент вблизи от древней континентальной окраины прорван многочисленными телами нижнекембрийских диабазов (Williams, Stevens, 1969),

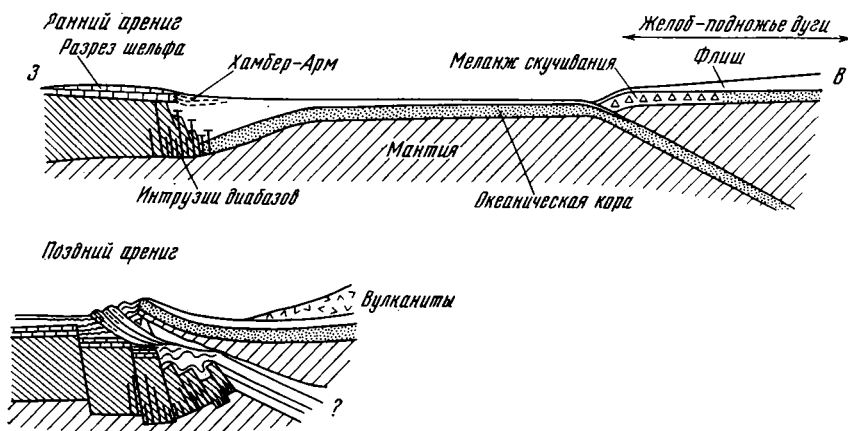


Рис. 7. Последовательность событий в истории тектоники Западного Ньюфаундленда, показывающих субдукцию континентальной окраины на западную литосферную плиту

образующих до 60% площади его выходов. Имеются доказательства того, что данный интрузивный материал изменяется до эклогитов (Church, 1969). Все это повышало плотность коры континента и способствовало субдукции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение предлагается схема (табл. 2), показывающая возможные модели перемещения офиолитов. Хотя был сделан ряд упрощений, тем не менее она показывает, что каждое местонахождение офиолитов

Таблица 2

Офиолиты: Схема последовательности происхождения, становления и их структурного положения

Происхождение	Тектонические движения	Объяснение структурного положения
Океаническая литосфера в центре спрединга а. Малый океанический бассейн б. Крупный океанический бассейн	Многократное перемещение с образованием термального ореола Тектонически не перемещенные	а. Обдукция всей литосферы — покровная тектоника (Oxburgh, 1972) б. Перемещение по трансформному разлому (Brookfield, 1977) в. Закрытие окраинного бассейна (Armstrong, Dick, 1974) г. Протрузии в результате серпентинизации (Smith, Woodcock, 1976) д. Субдукция континентальной окраины (Seely et al., 1974) Прямое внедрение в континентальную кору (Dalziel, 1974)

требует своего объяснения на основании регионального доступного материала. Нет причин утверждать а priori, что перемещение офиолитов вызвано одним и тем же механизмом. Более того, последующие тектонические процессы часто ремобилизуют ультраосновную часть офиолитового комплекса, приводя к еще более сложным соотношениям в разрезах.

- Armstrong R. L., Dick H. J. B.* A model for the development of thin overthrust sheets of crystalline rock.— *Geology*, 1974, v. 2, p. 35—40.
- Aumento F.* The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. II. Basalts from the area of Confederation Peak.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1968, v. 5, p. 1—21.
- Brookfield M. E.* The emplacement of giant ophiolite nappes. I. Mesozoic-Cenozoic examples.— *Tectonophysics*, 1977, v. 37, p. 247—303.
- Bucher W. H.* Deformation in orogenic belts.— *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, No. 62, 1955, p. 343—368.
- Cawthorn R. G., Strong D. F.* The petrogenesis of komatiites and related rocks as evidence for a layered upper mantle.— *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1975, v. 23, p. 369—375.
- Challis G. A.* High-temperature contact metamorphism at the Red Hills ultramafic intrusion — Wairau Valley, New Zealand.— *P. Petrol.*, 1965, v. 6, p. 395—419.
- Challis G. A.* The origin of New Zealand ultramafic intrusions.— *J. Petrol.*, 1965, v. 6, p. 322—364.
- Church W. R., Stevens R. K.* Early Paleozoic ophiolite complexes of the Newfoundland Appalachians as mantle-oceanic crust sequences.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, No. 5, p. 1460—1466.
- Coleman R. G.* Glaucophane schists from California and New Caledonia.— *Tectonophysics*, 1967, v. 4, No. 4—6, p. 479—498.
- Coleman R. G.* Petrologic and geophysical nature of serpentinites.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1971, v. 82, p. 897—918.
- Dallmeyer R. D.* Diachronous ophiolite obduction in western Newfoundland: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the Hare Bay metamorphic aureole.— *Amer. J. Sci.*, 1973, v. 277, p. 61—72.
- Datzel I. W. D.* Evolution of the margins of the Scotia Sea.— In: *Geology of continental margins*, Springer-Verlag, N. Y., 1974, p. 567—579.
- Davis B. T. C., Boyd F. R.* The join $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{—CaMgSi}_2\text{O}_6$ at 30 kb pressure and its application to pyroxenes from kimberlites.— *J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, No. 14, p. 3567—3576.
- Dewey J. F.* Continental margins and ophiolite obduction: Appalachian-Caledonian system.— In: *The Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, N. Y., 1974, p. 933—950.
- Dewey J. F.* Possible fracture zone control on generation and obduction of Ordovician ophiolites in Western Newfoundland. *Geol. Soc. Amer. Meeting, Abstracts with programmes*, 1976, v. 8, No. 6, Boulder, Colorado.
- Dewey J. F., Bird J. M.* Origin and emplacement of the ophiolite suite; Appalachian ophiolites in Newfoundland.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, No. 14, p. 3179—3206.
- Dickey J. S.* Partial fusion products in alpine-type periodites: Serrania de la Ronda and other examples.— *Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper*, No. 3, 1970, p. 33—49.
- Duke N. A., Hutchinson R. W.* Geological relationships between massive sulphide bodies and ophiolitic volcanic rocks near York Harbour, Newfoundland.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1974, v. 11, No. 1, p. 53—69.
- Engel A. E. J., Engel C., Havens R. G.* Chemical characteristics and the upper mantle.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1965, v. 76, p. 719—734.
- Gass I. G., Smewing J. D.* Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins — evidence from the Troodos Massif, Cyprus.— *Nature*, 1973, v. 242, p. 26—28.
- Green D. H.* The metamorphic aureole of the peridotite at the Lizard, Cornwall.— *J. Geol.*, 1964, v. 72, No. 5, p. 543—563.
- Greenbaum D.* Magmatic processes at oceanic ridges: Evidence from the Troodos Massif, Cyprus.— *Nature; Phys. Sci.*, 1972, v. 238, No. 80, p. 18—21.
- Hamilton W.* Tectonics of the Indonesian region.— *Geol. Soc. Malaysia Bull.*, 1973, v. 6, p. 3—10.
- Irvine T. N., Findlay T. C.* Alpine peridotite with particular reference to the Bay of Islands Igneous Complex.— In: *The ancient oceanic lithosphere*. Pub. Earth Physics Branch, E. M. R., Ottawa, 1972, v. 32, No. 3, p. 97—128.
- Karamata S.* Zonality in contact metamorphic rocks around the ultramafic mass of Brezovica (Serbia, Yugoslavia).— *Intr. Geol. Cong. 23rd, Prague, 1968, Proc. Sec.*, No. 1, p. 197—207.
- Karig D. E.* Origin and development of marginal basins in the Western Pacific.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, p. 2542—2561.
- Lemoine M.* About gravity gliding tectonics in the Western Alps.— In: *Gravity and Tectonics*, Wiley-Interscience, 1973, p. 201—216.
- Lockwood J. P.* Detrital serpentinite from the Guajia Peninsula, Colombia.— In: *Caribbean Geophys., Tec., and Petrol. Studies*, *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1971, No. 130, p. 55—75.
- Lockwood J. P.* Possible mechanisms for the emplacement of Alpine-type serpentinites.— In: *Studies in Earth and Space Sciences*. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1972, No. 132, p. 237—287.
- Loomis T. P.* Diapiric emplacement of the Ronda high-temperature ultramafic intrusion, Southern Spain.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, No. 83, p. 2475—2496.

- MacGregor I. D.* A study of the contact metamorphic aureole surrounding the Mount Albert ultramafic intrusion. Unpub. Ph. D. dissertation, Princeton University, 1964.
- MacGregor I. D.* The system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$: Solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions.—*Amer. Mineral.*, 1974, v. 59, No. 1—2, p. 110—119.
- MacKenzie D. B.* High temperature alpine-type peridotite from Venezuale.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1960, v. 71, p. 303—318.
- MacTaggart K. C.* On the origin of ultramafic rocks: Reply.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, p. 3161, 3162.
- Malpas J.* A restored section of oceanic-crust and mantle in western Newfoundland (abst.).—*Geol. Soc. Amer.*, 8th Ann. Meet., N. E. Sect., Abst. with Prog., 1973, v. 5, No. 2, p. 192.
- Malpas J., Strong D. F.* A comparison of chrome-spinel in ophiolites and mantle diapirs of Newfoundland.—*Geochem., Cosmochem. Acta*, 1975, v. 39, p. 1045—1060.
- Malpas J., Stevens R. K., Strong D. F.* Amphibolite associated with Newfoundland ophiolite. Its classification and tectonic significance.—*Geology*, 1973, v. 1, No. 1, p. 45—47.
- Merla G.* Essay on the Geology of the northern Appennines. A. G. I. P. Mineratia, Firenze, 1957, 30 p.
- Middleton G. V.* Johannes Walther's Law of the Correlation of Facies.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, p. 979—987.
- Moore E. N., Raymond L. A.* Types of alpine ultramafic rocks and their implications of fossil plate interactions.—In: *Studies in earth and space sciences*, *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1972, No. 132, p. 209—224.
- Moore E. M., MacGregor I. D.* Types of alpine ultramafic rocks and their implications for fossil plate interactions.—In: *Studies in Earth and Space Sciences*, *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1972, No. 132, p. 209—223.
- Moore E. M., Vine F. J.* The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust; evaluation and implications.—*Roy. Soc. London Phil., Trans. Ser. A*, 1971, v. 268, No. 1192, p. 443—466.
- Muir I. D., Tilley C. E.* Basalts from the northern part of the riit zone of the M. A. R.—*J. Petrol.*, 1964, v. 5, p. 409—434.
- Norman R. E., Strong D. F.* The geology and chemistry of ophiolitic rocks exposed at Ming's Bight, Newfoundland.—*Can. J. Earth Sci.*, 1975, v. 12, p. 777—797.
- O'Hara M. J.* Mineral parageneses in ultrabasic rocks, p. 393—403.—In: *Ultramafic and Related Rocks*, John Wiley, N. Y.
- O'Hara M. J.* The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks.—*Earth Sci. Rev.*, 1968, v. 4, p. 69—133.
- Oxburgh E. R.* Flake tectonics and continental collision.—*Nature*, 1972, v. 239, p. 202—204.
- Ringwood A. W.* Composition and evolution of the upper mantle.—In: *The earth's crust and upper mantle*, *Geophys. Mon. 12*, A. G. U., Washington, D. C., 1969.
- Rodgers J., Neale E. R. W.* Possible Taconic Klippen in western Newfoundland. *Amer. Sci.*, 1963, v. 261, p. 713—730.
- Scott R. B., Malpas J., Rona P. A., Udinstev G.* Duration of hydrothermal activity at an oceanic spreading centre, M. A. R. (lat. 26° N).—*Geology*, 1976, v. 4, No. 4, p. 233—236.
- Searle D. L.* Mode of occurrence of the cupriferous pyrite deposits of Cyprus.—*Trans./Sec. B, Inst. Min. Metall.*, 1972, v. 81, p. B189—B197.
- Seely D. R., Vail P. R., Walton G. G.* Trench slope model.—In: *The Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, N. Y., 1974, p. 249—260.
- Sheridan R. E., Drake C. L.* Seaward extension of the Canadian Appalachians.—*Canad. J. Earth Sci.*, 1968, v. 5, p. 337—373.
- Smith A. G., Woodcock N. H.* Emplacement model for some «Tethyan» ophiolites.—*Geology*, 1976, v. 4, p. 653—656.
- Smith C. H.* Bay of Islands igneous complex, western Newfoundland.—*Geol. Surv. Canada, Mem.*, 1958, No. 290, p. 132.
- Stevens R. K.* Cambro-Ordovician flysch sedimentation and tectonics in west Newfoundland and their possible bearing on a Proto-Atlantic Ocean.—*Geol. Assoc. Canada. Spec. Paper*, No. 7, 1970, p. 165—177.
- Strong D. F.* Lushs Bight and Roberts Arm Groups of Central Newfoundland: Possible juxtaposed oceanic and island-arc volcanic suites.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, No. 12, p. 3917—3928.
- Strong D. F.* An off-axis volcanic suite associated with the Bay of Islands ophiolites, Newfoundland.—*Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, v. 21, p. 301—309.
- Strong D. F., Malpas J.* The sheeted dike layer of the Bett's Cove ophiolite complex does not represent spreading: Further discussion.—*Canad. J. Earth Sci.*, 1975, v. 12, No. 5, p. 894—896.
- Thayer T. P.* Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes.—In: *Ultramafic and related rocks*, John Wiley, N. Y., p. 222—239.
- Upadhyay H. D.* The Betts Cove ophiolite and related rocks of the Snook's Arm Group, Newfoundland. Unpub. Ph. D. dissertation. M. U. N., St. John's, 1973.

- Upadhyay H. D., Dewey J. F., Neale E. R. W.** The Betts Cove ophiolite complex, Newfoundland; Appalachian oceanic crust and mantle.—*Geol. Assoc. Canad. Proc.*, 1971, v. 24, No. 1, p. 27—34.
- Wager L. R., Deer W. A.** Geological investigations in East Greenland, Pt. III. The petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdingssuaq, E. Greenland.—*Medd. om Gro-land*, 1939, v. 105, No. 4, p. 1—352.
- Williams H.** Mafic-ultramafic complexes in western Newfoundland Appalachians and the evidence for their transporation. A review and interim report.—*Geol. Assoc. Canada Proc.*, 1971, v. 24, p. 9—25.
- Williams H., Malpas J.** Sheeted dikes and brecciated dike rocks within transported igneous complexes, Bay of Islands, W. Newfoundland.—*Canad. J. Earth Sci.*, 1972, v. 9, No. 9, p. 1216—1229.
- Williams H., Smyth W. R.** Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and Alpine peridotites: Tectonic implications with west Newfoundland examples.—*Amer. J. Sci.*, 1973, v. 273, p. 594—621.
- Williams H., Smyth W. R., Stevens R. K.** Hare Bay Allochthon, Northern Newfoundland.—*Geol. Surv. Canada, Paper*, No. 731, 1973, pt. A, p. 8—14.
- Williams H., Stevens R. K.** Geology of Belle Isle: northern extremity of the deformed Appalachian miogeosynclinal belt.—*Canad. J. Earth Sci.*, 1969, v. 6, No. 5, p. 1145—1157.
- Williams H., Stevens R. K.** The ancient continental margin of eastern North America.—*In: The Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, N. Y., 1974, p. 781—796.
- Wise D., Bird J. M.** International Field Institute, Italy, 1964.—*Geotimes*, 1964, v. 9, p. 12—15.
- Wood B. J., Banno S.** Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene — clinopyroxene relationships in simple and complex systems.—*Contrib. mineral and petrol.*, 1973, v. 42, p. 109—124.
- Zen E-an.** Stratigraphy and structure at the north end of the Taconic Range in west-central Vermont.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1961, v. 72, p. 293—338.

Департамент геологии
Мемориальный университет Ньюфаундленда
г. Сент-Джонс, Канада

Статья поступила
9 июня 1977 г.

УДК (551.24+551.11/551.71) (571.511)

М. З. ГЛУХОВСКИЙ, В. М. МОРАЛЕВ, М. И. КУЗЬМИН

**ТЕКТОНИКА И ПЕТРОГЕНЕЗИС КАТАРХЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА
АЛДАНСКОГО ЩИТА В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ
ПРОТООФИОЛИТОВ**

На примере катархейских метаморфических образований Алданского щита показывается, что древнейшие породы протокры могут выделяться в качестве протеофиолитовой ассоциации. В ее составе выявлены метабазалты, сопоставимые с толеитовыми сериями современных океанов, базальтовые метакоматиты и реже лерцолиты. Анализ условий залегания и состава базитового комплекса протокры свидетельствует о проявлении вулканизма в условиях отсутствия полей горизонтальных напряжений на ранней стадии развития Земли. Петрогенезис вулканогенных пород протеофиолитовой ассоциации связывается с процессами генерации магмы на разных глубинах, в том числе небольших, при различной степени частичного плавления вещества мантии.

В ряду проблем формирования земной коры вопросы ранних этапов эволюции континентов занимают одно из важнейших мест. Большинство исследователей в настоящее время приходит к выводу, что образование континентальной коры происходило в геологическом прошлом путем преобразования океанической коры. Реликтами такой океанической коры в складчатых сооружениях являются офиолитовые ассоциации (Пейве, 1969). Древнейшими аналогами офиолитовых ассоциаций обычно считаются раннедокембрийские комплексы зеленокаменных поясов (Alphaisser, 1973), которые выделяются некоторыми исследователями в качестве протеофиолитовых ассоциаций (Наливкина, 1972).

Однако имеются многочисленные данные, свидетельствующие о существовании первичной коры (протокры) более древней, чем комплексы зеленокаменных поясов. Относительно ее состава существуют диаметрально противоположные взгляды. Одни исследователи предполагают, что первичная кора имела сиалический состав (Салоп, 1973; Шейнманн, 1970; Sutton, 1967, Windley, 1973, Wilson, 1973). Другие считают, что кислая континентальная кора сформировалась путем преобразования первичной коры базит-гипербазитового состава (Фролова, 1951; Марков, 1962; Павловский, Марков, 1963; Хаин, 1964; Новикова, 1975; Павловский, 1967, 1970, 1975; Глуховский, Павловский, 1973; Долгинов и др., 1973; Муратов, 1975; Gill, 1961, Wilson, 1959, Dietz, 1965, и др.). В последнее время появились геологические и геохимические данные, действительно свидетельствующие о возможности сравнения раннедокембрийских базит-гипербазитовых комплексов с офиолитовыми или, точнее, с протеофиолитовыми ассоциациями.

Настоящая статья имеет целью осветить на примере катархея Алданского щита особенности строения и состава этих древнейших образований, показать целесообразность их выделения в качестве протеофиолитовой ассоциации и наметить отличия последней от офиолитовых комплексов фанерозоя.

В настоящее время на юге Алданского щита выявлены породы древнейшего базитового основания, к которому принадлежат нижние горизонты курультино-гонамского комплекса и их аналоги в юго-западной и юго-восточной частях щита (Павловский, 1967, 1970; Глуховский, 1971; Глуховский, Ставцев, 1973). В основу вывода о существовании базитового основания был положен фактический материал, характеризующий особенности разреза и состава курультино-гонамского комплекса.

Разрезы курультино-гонамского комплекса южной и юго-западной частей Алданского щита отличаются поразительным сходством во всех участках его развития. Всегда в его нижней части залегает толща кристаллических сланцев основного состава (преимущественно гиперстен- и двупироксен-плагиоклазовых) видимой мощностью до 5 км. Это иманграканская и каруракская свиты бассейна р. Олёкма (Миронюк, 1966) и танграканская, аммунактинская, сыгынахская, муравьевская и джилдинская свиты кряжа Зверева (Ветлужских и др., 1966). Выше залегает толща разнообразных гнейсов и кристаллических сланцев, содержащая в основании пачки гранат- и силлиманитсодержащих гнейсов, пласты кварцитов и линзы корундовых пород (холоднинская свита или свита Зверева). Мощность этой толщи 2—3 км. Верхни курультино-гонамского комплекса сложены биотитовыми, биотит-гиперстенновыми, амфиболитовыми и другими гнейсами и кристаллическими сланцами курбаликитской и авикской свит. Мощность всего комплекса составляет 9—10 км. Древнейший возраст кристаллических сланцев из нижних частей разреза на основании определений калий-аргоновым методом по гиперстену и диопсиду оценивается в 4520 и 4580 млн. лет (Глебовицкий и др., 1965), что, вероятно, отвечает времени наиболее ранних этапов метаморфизма.

В западной части Алданского щита к катархейским образованиям отнесена несмуринская толща (Глуховский, 1971), которая сложена гиперстенновыми, биотит-гиперстенновыми, амфибол-гиперстенновыми, амфибол-двупироксеновыми, двупироксеновыми кристаллическими сланцами и гнейсами. Видимая мощность толщи не более 3 км. Несмуринская толща преимущественно основных кристаллических сланцев перекрывается мощной (9—12 км) чарской серией разнообразных гнейсов и кристаллических сланцев, относимой к архею. В основании чарской серии залегает толща высокоглиноземистых (иногда гиперстенсодержащих) гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями кварцитов. Чарская серия древнее 3000 млн. лет, так как радиологический возраст гранито-гнейсов, развитых по породам этой серии, достигает 3010 млн. лет (свинцовый метод по ортиту, Тугаринов и др., 1967).

На юге центральной части Алданского щита наиболее древними породами являются основные кристаллические сланцы горбыляхской свиты. Они перекрываются кварцитами и высокоглиноземистыми гнейсами иенгской серии архея (верхнеалданская и нимырская свиты), мощность которой составляет 6 км. Возраст мраморов иенгской серии по данным уран-свинцового изохронного метода 3200 млн. лет (Герлинг и др., 1970).

Итак, в пределах рассматриваемых частей Алданского щита повсеместно под архейскими гнейсовыми сериями располагается толща кристаллических пород основного состава. Всюду в основании архейских отложений залегают толщи или пачки пород с преобладанием в разрезе высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов. Эти образования представляют собой, очевидно, переотложенные и глубокометаморфизованные продукты древнейших кор выветривания, возникших в результате дезинтеграции и химического выветривания древнего базальтового ложа Земли (Фролова, 1951; Павловский, 1970; Сидоренко, 1975).

Толщи основных кристаллических сланцев, слагающие нижние горизонты разрезов метаморфических серий Алданского щита, могут рассматриваться в качестве выведенного на поверхность гранулит-базитового («базальтового») слоя. Породы этого слоя там, где они не подверглись гранитизации и другим изменениям, действительно имеют высокую плотность (2,95—3,5 г/см³) и скорость прохождения продольных волн — от 6,36 до 7,2 км/сек (при давлении 1 атм) и могут объединяться в самостоятельный катархейский комплекс.

Для катархея Алданского щита характерны своеобразные складчатые формы — овалы отрицательные структуры. В южной части щита в пределах относительно широкой (до 250 км) и протяженной (до 750 км) полосы выходов катархейских пород, ограниченной с севера и юга зонами крупных разломов, располагаются три овальных структуры: Верхнеалданская, Сутамская и Альванарская (рис. 1).

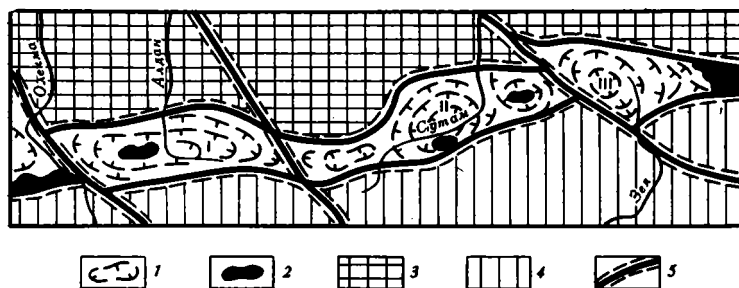


Рис. 1. Схема тектоники катархейского комплекса южной части Алданского щита

1 — структурные линии (кристаллизационная сланцеватость) в катархейских образованиях, 2 — массивы анортозитов, 3 — площадь развития нерасчлененных гнейсовых серий гранулитового комплекса архея Алданского щита, 4 — площадь развития гранито-гнейсов, мигматитов и регрессивно метаморфизованных образований архея и катархея в области Становика — Джугджура, 5 — крупнейшие зоны разломов

Верхнеалданская овальная структура представляет собой сжатую по меридиану чашу длиной 400 и шириной до 150 км. От соседних структур она ограничена разрывными нарушениями: на севере и юге — разломами широтного простирания, на востоке и западе — диагональными разломами северо-западного простирания. Внутреннее строение чаши относительно простое. Ее периферические части (крылья) сложены основными кристаллическими сланцами катархея, в то время как в центральных частях развиты архейские гнейсы верхов курультино-гонамского комплекса. Крылья чаши имеют пологие углы наклона 25—45°, и только на периферии структуры, вблизи ограничивающих ее разломов, отмечаются более крутые (до 70°) углы падения пластов. Сутамская овальная структура (чаша размером 130×80 км) занимает центральную часть субширотно вытянутого тектонического блока. В ее центральной части широко развиты кольцевые синформные структуры более высоких порядков (Глуховский, Павловский, 1973; Павловский, 1975). От смежных фланговых структур она отделена гребневидными антиклинальными перегибами с северо-западным простиранием осей. Альванарская овальная структура отделена от Сутамского блока Тыркандинским разломом. Она представляет собой чашу (250×200 км), вытянутую в северо-западном направлении. Наклон крыльев чаши 25—45°. Вблизи Тыркандинского разлома отмечается усложнение овальной структуры за счет появления приразломных складок с крутыми (до 75°) углами наклона крыльев.

Характерной особенностью структуры катархейского комплекса является преобладание нелинейных синклинальных форм. Антиклинальные структуры, встречающиеся в катархейском комплексе, обычно связаны с ростом более молодых (вплоть до раннепротерозойских) гранито-гнейсовых куполов. Линейные структуры и разломные ограничения катархейских чаш в значительной мере связаны с позднеархейскими или еще более молодыми дислокациями. Все это позволяет рассматривать чашеобразные синклинали в качестве реликтовых форм наиболее древних (видимо, катархейских) структур.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ПЕТРОГЕНЕЗИС КАТАРХЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита может быть рассмотрен на примере Сутамского блока. В составе комплекса в бассейне р. Сутам преобладают кристаллические сланцы основного состава: пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые, двупироксен-плагиоклазовые. Подчиненное значение имеют гиперстен-силлиманитовые, гранат-гиперстен-кордиеритовые, гранат-кордиерит-силлиманитовые, силлиманит-, кордиерит-, гранатсодержащие биотитовые, гранат-пироксен-биотитовые гнейсы, сапфиринсодержащие гиперстен-биотит-гранатовые породы, магнетитовые и мономинеральные кварциты и кальцифиры. Породы второй группы слагают относительно маломощные (до первых десятков метров) и не протяженные (до первых сотен метров) прослои и линзообразные тела. Основная часть кварцитов и глиноземистых гнейсов группируется в центральной части Сутамской чаши. Не исключено, что эти породы, занимающие наиболее высокий стратиграфический уровень, могут относиться к более молодой метаморфической серии архея. Пироксеновые кристаллические сланцы, переходящие по простиранию в массивные пироксениты, образуют мощные (до 100 м) и протяженные (до 4—5 км) пачки и линзовидные согласные тела, что свидетельствует о стратифицированной природе первичных дометаморфических образований.

Среди пород основного состава встречаются относительно крупные включения пироксен-оливиновых пород (лерцолитов) линзовидной и неправильной формы. Их размеры достигают нескольких десятков метров по длинной оси и 1—2 м в поперечнике.

Среди образований катархейского комплекса развиты также пестрые по составу мигматиты и гранитизированные породы, различающиеся по составу от полосчатых эндербитов и чарнокитов до кварц-полевошпат-гранатовых пород и аляскитовых гранитов. Гранитизация комплекса, вероятно, была неоднократной. Наиболее ранние этапы ее, очевидно, завершились на рубеже 2900 млн. лет (радиологический возраст биотита из гранитизированного пироксенового сланца, р. Авгенкур, калий-аргоновый метод).

Для установления формационной природы катархейского комплекса наибольшее значение имеет проблема петрогенезиса пород основного и ультраосновного состава, представленных в основном пироксеновыми и пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами.

Пироксен- и двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы — это среднезернистые массивные плотные (до $3,05 \text{ г/см}^3$) породы темно-серого цвета с буроватым оттенком. Структура гранобластовая, местами гетерогранобластовая. Они состоят (вес. %) из гиперстена (5—30), моноклинного пироксена (до 40), плагиоклаза от битовнита до лабрадора (25—40), иногда бурой роговой обманки (до 15), магнетита (до 4). В эклогитоподобных разностях встречается гранат (до 50).

Пироксениты и пироксеновые кристаллические сланцы — почти черные породы массивного средне- и крупнозернистого сложения. Структура их панидиоморфнозернистая и гранобластовая. Они состоят из моноклинного и ромбического пироксенов (в сумме от 70 до 100 вес. %), лаб-

Таблица 1

Химические составы двупироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев катархей бассейна р. Сутам

Окислы	№ пробы														
	1249/26	1254/а	1262/2	1270/1	1264/6	1257/4	3334	3518	1014/5	1254/2	7023/12	7023/2	1263/2	1014/4	Средний состав
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	50,05	47,25	47,34	45,87	48,01	48,74	49,91	50,18	47,48	48,72	49,77	51,73	46,70	52,40	48,90
TiO ₂	0,74	1,04	1,60	1,20	1,15	0,67	0,70	1,48	0,96	1,75	1,03	1,37	1,50	1,63	1,25
Al ₂ O ₃	15,96	15,10	18,18	14,31	14,84	16,24	15,96	13,41	13,81	13,85	14,46	13,46	13,85	15,83	14,95
Fe ₂ O ₃	1,55	3,56	0,71	5,52	4,90	2,24	3,15	4,47	0,60					1,05	2,80
FeO	10,72	9,05	8,95	10,35	9,68	8,32	9,94	8,90	10,86	15,82	11,00	13,58	14,10	12,04	9,90
MnO	0,38	0,55	0,36	0,42	0,49	0,38	0,05	0,24	0,49	0,30	0,20	0,25	0,28	0,27	0,30
MgO	8,22	9,00	7,55	7,79	7,25	9,54	6,45	6,76	9,51	6,10	8,84	5,70	7,76	7,56	7,70
CaO	9,67	11,63	12,08	11,11	10,10	9,82	7,82	10,00	12,68	10,35	11,06	9,28	12,30	6,02	10,30
Na ₂ O	1,55	1,30	1,70	1,78	2,26	1,92	2,26	2,46	1,52	1,78	2,48	3,32	2,71	2,51	2,00
K ₂ O	0,32	0,24	0,46	0,27	0,42	0,58	0,54	0,56	0,32	0,30	0,99	0,97	0,55	0,40	0,50
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,30	0,14	0,01	—	—	—	—	0,01	
S	0,10	0,03	0,09	0,07	0,07	Сл.	0,07	—	0,10	—	—	—	—	0,01	
П.п.п.	1,06	1,03	0,97	1,13	1,06	1,13	2,64	1,01	1,57	—	0,12	—	0,18	0,83	0,90
Сумма	100,35	99,80	100,01	98,83	100,24	99,59	99,79	99,61	99,91	98,97	99,95	99,66	99,93	100,62	99,50

Анализы с 10 по 13 включительно выполнены рентгено-спектральным методом.

радора (до 10), часто серпентинизированного оливина (до 20), магнетита, шпинели.

Лерцолиты — меланократовые темно-зеленые плотные (до $3,5 \text{ г/см}^3$, V_p до $7,2 \text{ м/сек}$ при давлении 1 атм) средне- и мелкозернистые породы. Центральные части лерцолитовых включений характеризуются массивной текстурой и сложены оливином (25—40), гиперстеном (до 60), авгитом (до 10), шпинелью (до 10), магнетитом (до 10). Структура гипидиоморфнозернистая. В краевых метаморфизованных частях этих включений породы приобретают полосчатую текстуру и гранобластовую структуру. Из новообразованных минералов отмечаются биотит и роговая обманка, замещающие пироксены, основной плагиоклаз (андезин-лабрадор), образующий метабласты в интерстициях темноцветных минералов, серпентин, развивающийся по оливину.

Породы катархейского комплекса, не подвергшиеся позднейшей гранитизации, метаморфизованы в гранулитовой фации метаморфизма высоких давлений (сутамская фация глубинности, $P=10-12 \text{ кбар}$, $T=900-1000^\circ \text{C}$), что установлено по парагенезисам алюмосиликатных минералов высокоглиноземистых (метапелитовых) и пироксен-плагиоклазовых (метабазитовых) пород (Маракушев, 1965). Отметим, что в условиях гранулитовой фации метаморфизма парагенезис породообразующих минералов лерцолитов (оливин-ортопироксен-клинопироксен, иногда с флогопитом, роговой обманкой, шпинелью и гранатом) остается устойчивым, так как образование глубинных магматических лерцолитов осуществляется при еще более высоких параметрах давления и температуры (Mehnert, 1975).

Химический состав рассматриваемых пород катархейского комплекса приведен в таблицах 1, 2, 3. Анализы выполнены в лаборатории Всесоюзного научно-исследовательского института строительных материалов и в Институте геохимии СО АН СССР, причем редкие щелочи определялись методом фотометрии пламени, а другие редкие элементы — количественным спектральным методом (табл. 4).

Таблица 2

Химические составы пироксенитов и пироксеновых сланцев района бассейна верхнего течения р. Сутам

Оксиды	№ пробы							
	2222	6341/1	234	РИ-90	Б-262/2	Е-7022	Е-1014/11	с
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	44,76	45,20	46,66	44,26	44,94	44,53	42,54	44,69
TiO ₂	0,24	0,43	0,64	0,96	1,17	0,61	1,44	0,78
Al ₂ O ₃	12,07	6,61	10,36	14,01	10,17	7,99	10,39	10,23
Fe ₂ O ₃	5,21	4,00	1,38	1,92	9,63	12,68	1,35	2,91
FeO	6,51	5,70	9,29	13,58	10,20	—	10,80	9,34
MnO	0,28	0,17	0,22	0,28	0,36	0,27	0,39	0,28
MgO	13,86	24,50	19,01	11,15	8,62	24,23	21,63	17,57
CaO	13,10	7,40	9,21	13,30	11,85	7,99	9,65	10,27
Na ₂ O	1,12	0,44	0,65	0,58	1,00	1,24	0,62	0,80
K ₂ O	0,92	0,10	0,27	—	0,26	0,16	0,43	0,49
P ₂ O ₅	0,07	0,20	0,02	Сл.	0,10	0,13	0,02	0,07
S	0,02	0,01	0,01	»	—	—	0,02	0,02
П.п.п.	2,31	4,99	2,94	0,12	1,54	1,26	1,94	2,15
Сумма	100,46	99,56	100,66	100,16	99,84	100,99	100,62	99,60

1—3 — пироксениты, 4 — пироксенит с гранатом, 5 — пироксеновый сланец с гранатом (эклогитовый сланец, по Кудрявцеву, 1966), 6—7 — пироксеновые сланцы, 8 — средний состав — с. Анализ пробы 6 выполнен рентгено-спектральным методом.

Двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы характеризуются сравнительным постоянством содержания основных петрогенных компонентов в количествах и соотношениях, указывающих скорее всего на их первично-магматическую природу. Так, на диаграмме MgO—

Химические анализы сафиринсодержащих пород и лерцолитов катархея бассейна р. Сутам

Окислы	1	2	3	4	5	6	С	С ^х
SiO ₂	40,95	40,78	47,08	37,54	43,03	42,14	42,45	44,2
TiO ₂	0,69	0,65	—	—	0,37	0,20	0,28	0,3
Al ₂ O ₃	22,02	24,04	2,19	3,45	8,42	3,33	4,35	4,5
Fe ₂ O ₃	1,50	0,97	3,59	7,84	2,41	1,28	3,80	4,1
FeO	4,70	5,09	6,29	8,32	2,54	10,00	6,80	7,1
MnO	0,06	0,13	0,11	0,16	0,15	0,17	0,15	0,2
MgO	27,72	25,48	37,59	32,60	30,37	39,58	35,00	36,7
CaO	0,11	0,45	1,04	2,64	3,59	1,51	2,20	2,3
Na ₂ O	0,22	0,08	0,11	0,19	0,72	0,62	0,40	0,4
K ₂ O	1,00	1,18	0,06	0,08	0,71	0,18	0,20	0,2
P ₂ O ₅	0,01	—	Сл.	0,02	0,07	—	—	—
S	—	Сл.	—	—	0,04	—	—	—
П.п.п.	1,08	2,66	2,57	7,86	7,61	0,20	4,55	—
	100,06	99,85	100,63	100,70	100,03	99,21	100,20	100,0

С — средний состав лерцолитов.

С^х — то же, пересчитан на сухую породу.

Таблица 4

Средние составы древнейших пород Земли, пиролита, океанической коры и базальтов Луны

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	44,2	44,69	48,90	45,45	48,52	48,56	48,39	43,06	43,95	49,34	40,38	43,8
TiO ₂	0,3	0,78	1,25	0,05	0,40	1,50	0,94	0,58	0,10	1,49	10,90	4,9
Al ₂ O ₃	4,5	10,23	14,25	2,80	9,29	16,35	9,41	3,99	4,82	17,04	9,43	13,65
Fe ₂ O ₃	4,1	2,91	2,80	3,23	2,55	1,95	2,37	1,65	2,20	1,99	—	—
FeO	7,1	9,34	9,0	5,78	3,95	8,67	10,91	6,66	6,34	6,82	19,32	19,35
MnO	0,2	0,28	0,30	0,16	0,16	0,19	0,44	0,13	0,19	0,17	0,26	0,20
MgO	36,7	17,57	7,70	38,71	21,90	8,31	10,91	39,32	36,81	7,19	7,20	7,05
CaO	2,3	10,27	10,30	3,08	12,10	11,90	11,63	2,65	3,57	11,72	11,05	10,4
Na ₂ O	0,4	0,80	2,0	—	0,55	1,99	1,83	0,61	0,63	2,73	0,46	0,33
K ₂ O	0,2	0,49	0,50	—	0,01	0,37	0,09	0,22	0,21	0,16	0,17	0,15
Количество проб	4	7	14	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K, %	0,13	0,19	0,55	—	—	—	—	—	0,025	0,20	0,14	—
Li	9	4	7	—	—	—	—	—	4	6	12	—
Rb	4	6	14	—	—	29	—	—	0,5	1,6	3,4	—
Ba	25	48	114	—	—	73	—	—	8	23	200	206
Sr	11	26	178	—	—	280	—	—	—	130	170	445
Cr	3450	977	131	—	—	269	—	—	4400	303	2100	—
Ni	1450	942	106	—	—	89	—	—	2500	114	—	147
V	112	152	346	—	—	—	—	—	47	314	50	42,5
Co	225	119	75	—	—	—	—	—	117	42	25	29
K/Rb	325	237	390	—	—	106	—	—	500	1250	412	—
Количество проб	2	4	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечания: 1—3 — породы основного и ультраосновного состава катархея юга Алданского щита (р. Сутам); 1 — лерцолиты, 2 — пироксенные сланцы и гироксениты, 3 — дуупроксен-плагноклазовые кристаллические сланцы; 4—6 — породы того же состава глубинной коры зоны Йереа (Mehner, 1975); 4 — лерцолиты, 5 — гироксениты, 6 — пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы; 7 — базальтовые коматиты Южной Африки (Dickey, 1972); 8 — пиролитовая модель верхней мантии (Рянивуд и др., 1968); 9 — лерцолит по Делю; 10 — океанический толент (Дмитриев, 1972); 11—12 — породы Луны: 11 — базальты Моря Спокойствия «Анслон-11» (Мейсон и Мелсон, 1973), 12 — базальты, Море Изобилия, «Луна-16» (Вяноградов, 1972).

Na₂O + K₂O — FeO + Fe₂O₃ (рис. 2) составы пород катархея вытянуты вдоль железо-магниевого стороны треугольника, что является характерной чертой толентовых серий. На этой же диаграмме видно, что большинство фигуративных точек составов катархейских кристаллических сланцев основного состава попадает в поле составов пород срединно-

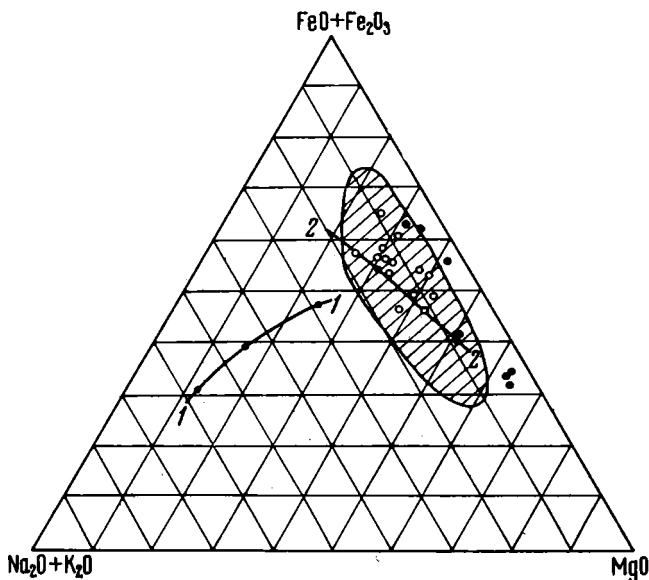


Рис. 2. Диаграмма $MgO—Na_2O+K_2O—FeO+Fe_2O_3$
 Кружки — дупироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы. Залитые кружки — пироксеновые сланцы и пироксениты. Заштриховано — поле составов толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов. Линия составов известково-щелочных серий островных дуг — 1—1. Линия составов пород толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов — 2—2

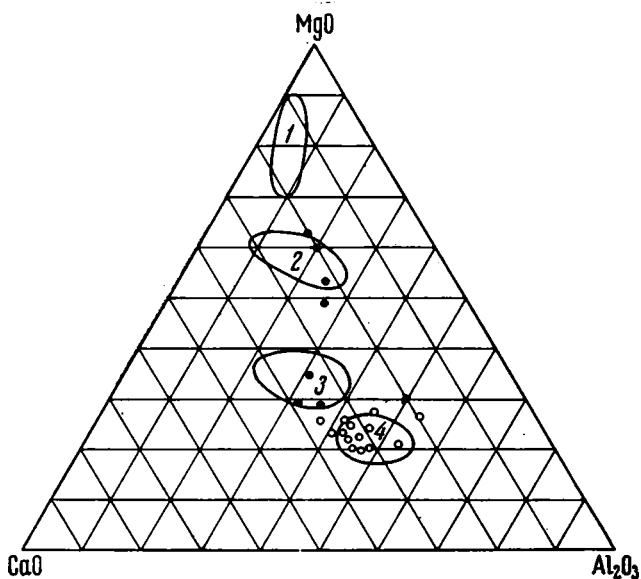


Рис. 3. Диаграмма $CaO—MgO—Al_2O_3$
 Точки составов те же, что и на рис. 2. Поля на диаграмме: 1 — перidotитовых коматитов, 2 — базальтовых коматитов типа Гелюк, 3 — базальтовых коматитов типа Бэрбертон и Батпласс, 4 — континентальных и океанических толеитов

океанических хребтов, нанесенных по данным Э. Боннати и др. (1973). Здесь же видно, что фигуративные точки составов пироксеновых сланцев и пироксенитов лишь частично попадают в поле толентовых базальтов и большей частью располагаются за его пределами, в стороне еще более магнезиально-железистых пород. Обе группы точек явно избегают линии составов пород известково-щелочных серий островных дуг.

Для двупироксен-плаггиоклазовых и пироксеновых кристаллических сланцев в целом характерны более широкие вариации составов, чем для толентовых серий современных океанов. Последний вывод не является

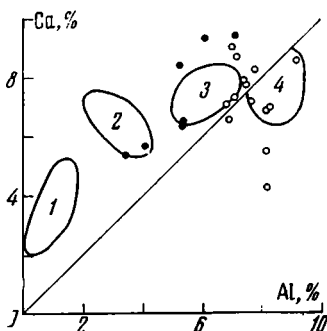


Рис. 4

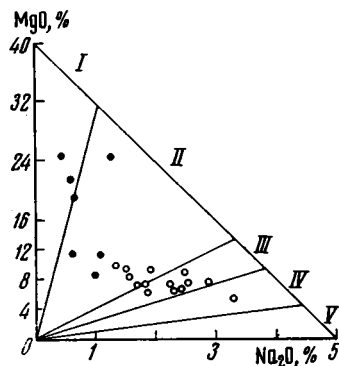


Рис. 5

Рис. 4. Диаграмма Ca—Al

Точки составов и поля на диаграмме те же, что и на рис. 3

Рис. 5. Диаграмма Na₂O—MgO

Точки составов те же, что на рис. 2

Поля на диаграмме: I — перидотитовых и базальтовых коматитов типа Гелюк, II — базальтовых коматитов типа Барбертон и Батплас, III — габбро-базальтов, IV — диоритов-андезитов, V — тоналитов — дацитов, гранодиоритов-риодацитов, гранитов-риолитов

новым, так как известно, что докембрийские гипербазит-базитовые породы характеризуются более широким изменением составов, чем современные толенты, и включают своеобразные высокомагнезиальные разновидности, получившие название коматитов.

С целью более детального анализа составов рассматриваемых пород приводятся диаграммы CaO—MgO—Al₂O₃ (рис. 3), Ca—Al (рис. 4), Na₂O—MgO (рис. 5), позволяющие различать по химизму базальтоиды толентовых и коматитовых рядов (Viljoen, Viljoen, 1969). Как видно на этих диаграммах, составы пироксеновых сланцев и пироксенитов располагаются вблизи полей базальтовых коматитов, а составы двупироксен-плаггиоклазовых сланцев тяготеют к полю толентовых базальтов. В целом эти породы образуют хотя и не резко различные по химизму (см. рис. 4), но обособляющиеся (см. рис. 3, 5) группы. Для пироксеновых сланцев и пироксенитов характерно типичное для коматитов относительно высокое содержание MgO (обычно более 9%), отношение Ca/Al, равное или превышающее 1, низкие содержания калия (обычно ниже 0,9%). В то же время средний химический состав двупироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев очень близок к среднему составу океанических толентов (см. табл. 4). Единственным отличием, пожалуй, являются более высокие содержания в катархейских породах калия и несколько более высокие концентрации железа. Катархейские лерцолиты характеризуются довольно постоянным составом, близким к среднему составу по Дели и к лерцолитам срединно-океанических хреб-

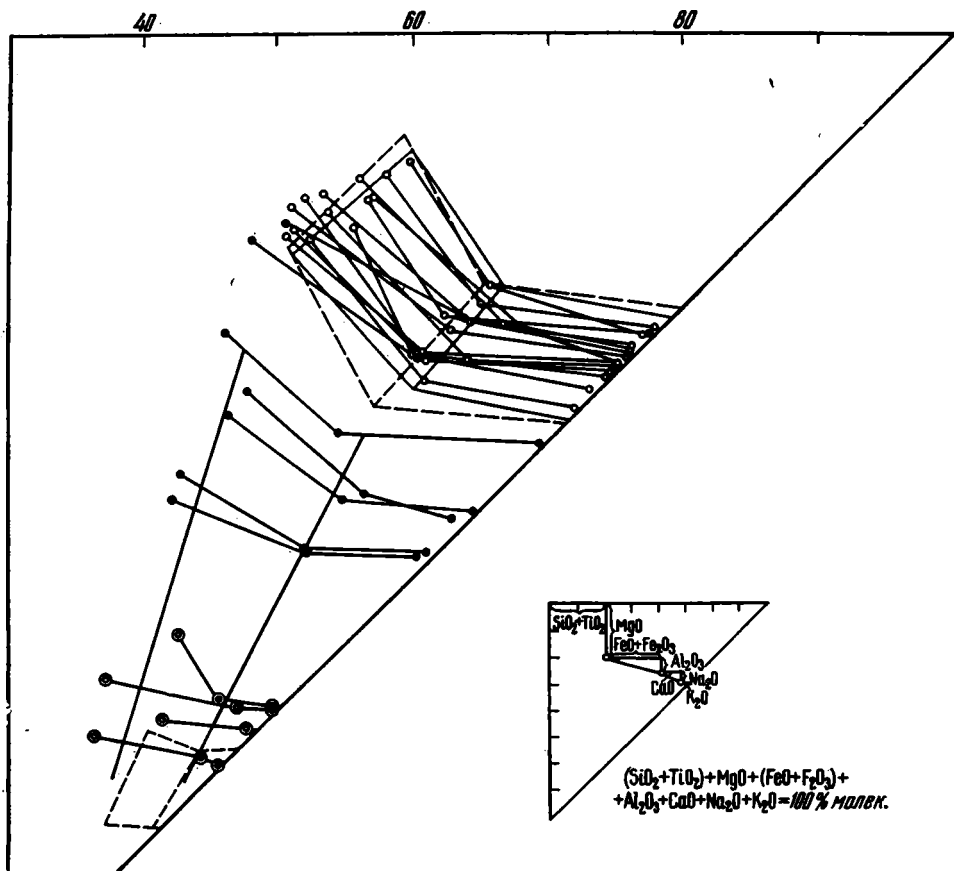


Рис. 6. Диаграмма составов катархейских пород протоофиолитового комплекса Алданского щита.

Двойной кружок — лерцолиты. Залитый кружок — двупироксеновые кристаллические сланцы. Пунктирные линии вверху — поле океанических базальтов, внизу — поле ультраосновных пород современных океанов. Сплошные линии — поля составов катархейских пород

тов. Их химический состав и физические свойства близки также к пиролиту (Грин, Рингвуд, 1972).

Для суждения о петрогенезисе лерцолитов, пироксеновых сланцев и пироксенитов, а также двупироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев может быть дополнительно использована диаграмма В. Н. Лодочникова, модифицированная М. И. Кузьминым в отношении порядка нанесения окислов (рис. 6). На эту диаграмму нанесены составы рассматриваемых катархейских пород. С помощью этой диаграммы выявляется наличие двух групп пород. Первая — объединяет лерцолиты и пироксеновые сланцы, вторая — плагноклаз-пироксеновые сланцы. Линии комплементарности пород первой группы при переходе к линиям второй группы испытывают излом, что свидетельствует о некомплементарности пород этих групп, или, другими словами, невозможности объединения их в единую генетическую ассоциацию. На диаграмму нанесены также поля составов пород срединно-океанических хребтов, рассчитанные ранее. Как видно, поле составов плагноклаз-пироксеновых сланцев катархея почти полностью совпадает с полем составов океанических базальтов. В то же время поле ультраосновных пород современных океанов намного меньше общего поля лерцолитов и пироксеновых сланцев ка-

тархея. В данном случае только наиболее магнезиальные лерцолиты катархея располагаются в пределах или вблизи поля океанических ультрабазитов. Из этого следует, что для базитов катархея, превращенных в плагиоклаз-пироксеновые сланцы, может предполагаться тот же генезис, что и для пород толеитовых серий современных океанов или офиолитовых комплексов фанерозоя. Вместе с тем породы коматиитовой группы (включающей лерцолиты в качестве ультрабазитового рестита) практически не имеют аналогов в фанерозойских офиолитах и современных океанических комплексах.

По редкоэлементному составу катархейские породы также несколько отличаются от аналогичных пород ложа современных океанов и фанерозойских офиолитовых ассоциаций. Катархейские породы по сравнению с океаническими характеризуются более высокими содержаниями литофильных элементов и в первую очередь рублидия и бария. При этом содержания рублидия, бария и стронция повышаются от лерцолитов к пироксен-плагиоклазовым сланцам. Повышенное содержание литофильных элементов в породах катархея по сравнению с океаническими, очевидно, является характерной геохимической особенностью первичных (дометаморфических) образований. Возможно, что в связи с малым количеством проб указываемые содержания рублидия в лерцолитах и пироксеновых сланцах недостоверны. Однако концентрация рублидия и бария в дупироксен-плагиоклазовых сланцах, для которых количество анализов достаточно велико, тоже на порядок выше по сравнению с океаническими толеитами. Содержания сидерофильных элементов в катархейских породах сопоставимы с их содержаниями в соответствующих породах срединно-океанических хребтов. Следует отметить также более низкие (в 2—3 раза) содержания хрома в породах катархея.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ состава рассмотренных групп пород катархейского комплекса юга Алданского щита показывает, что они имеют скорее всего первично-магматическую природу. Среди них обособляются группы, отвечающие по составу толеитовым базальтам, базальтовым коматиитам и лерцолитам. Первичная природа пород основного состава определяется как преимущественно вулканогенная на основании особенностей валового химического состава и условий залегания пород. Такие признаки, как слоистый характер пачек кристаллических сланцев основного состава, их выдержанность по простиранию и наличие прослоев метасадочных образований (гранатовые гранулиты, кварциты и кальцифиры) позволяют рассматривать metabазиты в качестве метаморфизованных вулканических пород. Это не исключает, разумеется, вероятности существования в составе рассматриваемого комплекса пластовых и отдельных секущих тел габбро или, скорее, диабазов и долеритов, комагматичных с метавулканиитами.

Необходимо отметить, что большая роль вулканических пород основного состава, вмещающих силлы долеритов, габбро-долеритов и габбро, характерна не только для катархейского комплекса Алданского щита. В рассматриваемом случае значительный метаморфизм не позволяет различать metabазиты, образованные по вулканическим, интрузивным или метасоматическим породам основного состава. Аналогичная картина наблюдается и в других протоофиолитовых комплексах, метаморфизованных в условиях гранулитовой или амфиболитовой фаций. Однако сходные комплексы известны не только среди интенсивно метаморфизованных образований. В частности, катархейские толщи Алданского щита хорошо сопоставимы с архейскими комплексами зеленокаменных поясов Канадского, Западно-Австралийского, Южно-Африканского и Индостанского щитов. В составе комплексов зеленокаменных поясов, во многих

случаях метаморфизованных не столь интенсивно, чтобы были уничтожены структурные и текстурные признаки первичных образований, подавляющая часть пород основного и ультраосновного состава достоверно имеет метавулканическую природу, а количество интрузивных компонентов (габбро и диабазов) резко подчинено (Anhaeusser, 1973, Dickeu, 1972). В тех случаях, когда базиты значительно изменены последующими процессами метаморфических и метасоматических преобразований, определение первичной природы этих пород связано со значительными трудностями даже в более молодых комплексах. В качестве примера может быть приведен докембрийский комплекс пород зоны Ивреа в Альпах, где базиты, неоднократно описывавшиеся как диориты и габбро, в настоящее время рассматриваются многими исследователями как метавулканисты (Mehnert, 1975).

Возможно, что ограниченная роль пород типа диабазов (долеритов) и габбро в составе древних протоофиолитовых комплексов является одним из отличий их от офиолитовых (океанических) ассоциаций фанерозоя, где, как известно, габброиды являются характерным и часто встречающимся компонентом (Бонатти и др., 1973; Пейве, 1969).

Второй особенностью протоофиолитовых комплексов, отличающей их от офиолитов фанерозоя и пород ложа современных океанов, является присутствие таких специфических магматических пород, как коматииты. Известно, что среди фанерозойских образований перидотитовые коматииты отсутствуют, а базальтовые коматииты очень редки. Приуроченность этих пород к раннедокембрийским комплексам весьма характерна и показана в настоящее время как для комплексов зеленокаменных поясов, так и для гранулит-базитовых (чарнокитовых) комплексов многих древних щитов (Cawthorn, Strong, 1974). Выявление пород коматиитовой группы в составе катархейских образований Алданского щита свидетельствует о большом сходстве его с протоофиолитовыми комплексами других районов. Присутствие коматиитов в составе протоофиолитовых комплексов свидетельствует о некоторых специфических особенностях условий их формирования по сравнению с офиолитовыми ассоциациями фанерозоя и современных океанов. Известно, что выплавление коматиита может происходить из пиролита с относительно высоким отношением кальция к алюминию, отвечающему по составу пироксеновому лерцолиту (Cawthorn, Strong, 1974). Действительно, в нашем случае устанавливается комплементарность коматиитов и пироксеновых лерцолитов (см. рис. 6). Тела пироксеновых лерцолитов, встречающиеся среди пород катархейского комплекса Алданского щита, могут, таким образом, рассматриваться как сохранившиеся глубинные включения в метавулканитах. Об этом свидетельствуют условия залегания лерцолитовых тел и наличие структур магматических пород в их центральных неметаморфизованных частях. Несомненно, что специфика петрогенезиса коматиитов связана с действием какого-то процесса магмообразования, отличного от процесса одностадийного выплавления толентов из вещества мантии, характерного для современных океанов и офиолитов фанерозоя. Вероятно, также, что мантийное вещество раннего докембрия отличалось от фанерозойского относительно большим количеством пиролита состава пироксенового лерцолита.

Третья особенность катархейского комплекса Алданского щита, отличающая его от более молодых офиолитовых ассоциаций вплоть до современных океанических, состоит в том, что породы древних комплексов относительно обогащены литофильными элементами (в первую очередь рубидием и барием) по сравнению с их более молодыми аналогами. В настоящий момент невозможно сказать, в какой мере этот признак окажется устойчивым для сходных комплексов других районов. Решение вопроса несомненно требует сбора и анализа значительно более обширного материала по геохимии раннедокембрийских пород, чем приведено

в настоящей работе. Однако постановка вопроса о вероятности существования геохимических особенностей, общих для всех протоофиолитовых комплексов, представляется вполне правомерной.

Таким образом, могут быть намечены основные особенности протоофиолитовых комплексов, позволяющие говорить о целесообразности их обособления как среди прочих раннедокембрийских образований, так и среди семейства офиолитовых ассоциаций. Вместе с тем, принадлежность рассмотренного катархейского комплекса Алданского щита к группе протоофиолитовых ассоциаций достаточно очевидна. В его составе наблюдаются все характерные компоненты этих ассоциаций, такие, как толеитовые базальты, гипербазиты (лерцолиты) и седиментогенные породы (кварциты, высокоглиноземистые кристаллические сланцы и др.). Общее строение разреза комплекса сходно с типичными разрезами протоофиолитовых комплексов зеленокаменных поясов (Anhaeusser, 1973; Windley, 1973). Породы ультраосновного состава встречаются преимущественно в нижних горизонтах; средняя часть сложена главным образом метабазами; седиментогенные породы появляются в массовом количестве лишь в верхних частях разрезов. Анализ петрохимических характеристик свидетельствует о практически полном сходстве метабазальтов катархейского комплекса с толеитовыми базальтами офиолитовых ассоциаций современных океанов (см. рис. 6).

Приведенные соображения позволяют предполагать исключительно большую роль вулканических процессов при формировании протоофиолитовых комплексов.

Нелинейный характер тектонических структур катархейского комплекса Алданского щита свидетельствует о площадном проявлении вулканизма и отсутствии полей горизонтальных напряжений (Павловский, 1975). Можно даже предполагать, что чашеподобные формы, типичные для катархейского комплекса, являются реликтами древнейших вулкано-тектонических структур. Присутствие в составе катархейского комплекса таких парапород, как высокоглиноземистые гнейсы и кварциты, а также, возможно, граувакки, может свидетельствовать о перерывах вулканической деятельности, когда в кальдерах и других понижениях рельефа происходило накопление продуктов дезинтеграции базальтового ложа.

Перечисленные выше обстоятельства показывают специфичность геодинамических условий и среды формирования катархейских комплексов по сравнению с офиолитовыми ассоциациями фанерозоя. Интересно также отметить, что катархейские метабазиты по своему химизму весьма близки к лунным базальтам (см. табл. 6). Вместе с тем, равно как и толеитовые базальты современных океанов, они отличаются от лунных базальтов меньшими содержаниями титана, железа, хрома и других элементов. Эти данные свидетельствуют в пользу представлений о правомочности выделения лунного этапа в развитии Земли и возможности сравнения древнейших протоофиолитовых комплексов Земли с породами лунной коры (Муратов, 1975; Павловский, 1975).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На примере катархейского комплекса Алданского щита обосновывается возможность выделения протоофиолитовых ассоциаций. В их составе так же, как и в офиолитовых комплексах фанерозоя, наблюдается сочетание гипербазитов и базитов при подчиненной роли седиментогенных пород. Отличительными особенностями протоофиолитовых комплексов от офиолитовых ассоциаций фанерозоя являются: подчиненная роль габброидов, присутствие пород коматиитового состава, повышенное содержание в метабазитах литофильных элементов.

2. Указанные особенности протофиолитовых комплексов, связанные со спецификой петрогенезиса базитов на раннедокембрийских этапах развития Земли, характерны не только для катархейских толщ Алданского щита, но и для гранулит-базитовых комплексов и комплексов зеленокаменных поясов многих древних щитов.

3. Для древнейших протофиолитовых комплексов, в частности для катархея Алданского щита, характерны специфичные нелинейные отрицательные структуры. Их формирование, вероятно, отражает важнейшую особенность геодинамического режима самой ранней (лунной) стадии развития Земли — отсутствие полей горизонтальных напряжений.

Литература

- Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррара Г.* Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Ветлужских В. Г., Кудрявцев В. А., Соколов Н. А.* Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
- Виноградов А. П.* Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией «Луна-16».— В кн.: Современные представления о Луне. М., «Наука», 1972.
- Герлинг Э. Г., Искандерова А. Д., Левченко О. А., Михайлов Д. А.* О возрасте мраморов джелтулинской и иенгурской серии Алдана по данным уран-свинцового изохронного метода.— Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 6.
- Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова И. С., Судовиков Н. Г.* Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Алданского щита и геохронологические данные.— В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.—Л., «Наука», 1965.
- Грин Г. Х., Рингвуд А. Э.* Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Глуховский М. Э.* О нуклеарной и протогоесинклинальной стадиях развития архея юго-западной части Алданского щита.— В кн.: Вопросы региональной геологии. Л., «Недра», 1971.
- Глуховский М. Э., Павловский Е. В.* К проблеме ранних стадий развития Земли.— Геотектоника, 1973, № 2.
- Глуховский М. Э., Ставцев А. Л.* Тектоника и основные этапы развития Алданского щита.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973.
- Дмитриев Л. В.* Петрохимия коренных пород и некоторые черты их геохимии и петрологии.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М., «Наука», 1972.
- Долгинов Е. А., Моралев В. М., Поникаров В. П.* О типах раннедокембрийских структур.— Геотектоника, 1973, № 2.
- Кудрявцев В. А.*— Архей бассейна р. Сутам.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
- Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
- Марков М. С.* Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита).— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, сер. геол., 1962, вып. 5.
- Миронюк Е. П.* Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского щита и соотношение олекинской серии и стенового комплекса.— В кн.: Геология и петрология Алданского щита. М., «Наука», 1966.
- Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975.
- Мейсон Б., Мелсон У.* Лунные породы. М., «Мир», 1973.
- Наливкина Э. Б.* Офиолитовые формации докембрия и базальтовый слой континентов.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Часть 1, М., «Наука», 1972.
- Новикова А. С.* Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М., «Наука», 1975.
- Павловский Е. В.* Тектонические аспекты проблемы анортозитов.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Павловский Е. В.* Ранние стадии развития земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5.
- Павловский Е. В.* Происхождение и развитие земной коры материков.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Павловский Е. В., Марков М. С.* Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры).— В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. Изд-во АН СССР, 1963.

- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Рингвуд А. Э., Мак-Грегор И. Д., Бойд Ф. Р.* Петрографический состав верхней мантии.— В кн.: Петрология верхней мантии. «Мир», 1968.
- Салон Л. И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973.
- Сидоренко А. В.* Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., Изд-во ВИМСа, 1975.
- Тугаринов А. И., Бибииков Е. В., Мельникова Г. Л., Зыков С. И., Чукалин М. С.* О протерозойском возрасте пород Алданского комплекса.— Геохимия, 1967, № 3.
- Фролова Н. В.* Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Тр. Иркутск. ун-та. Сер. геол., 1951, вып. 2.
- Хаин В. Е.* Главнейшие этапы и некоторые общие закономерности развития земной коры.— В кн.: Деформация пород и тектоника. М., «Наука», 1964.
- Шейнманн Ю. М.* Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— Геотектоника, 1970, № 4.
- Anhaeusser C. R.* The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa.— Phil. Trans. R. Soc. London, 1973, v. A-273.
- Cawthorn R. G. and Strong D. F.* The petrogenesis of komatiites and related rocks as evidence for a layered upper mantle.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, v. 23, No. 3.
- Dickey J. S. A.* Primary Peridotite Magma — Revisited: Olivine Quench Crystals in a Peridotite Lava.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1972, v. 132.
- Dietz R. S.* Earth's original crust — lost quest? — Tectonophysics, 1965, No. 2.
- Gill J. E.* The origin of continents.— Trans. R. Soc. Can., 1961, v. 55.
- Mehnert K. R.* The Ivrea zone. A model of the deep crust.— Neues Jahrb. Mineral Abhandl., 1975, v. 125, No. 2.
- Sutton J.* The extension of the geological record into the Precambrian.— Proc. Geol. Assoc. London, 1967, v. 78.
- Viljoen M. J., Viljoen R. P.* The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. Upper mantle project.— Geol. Soc. S. Africa Spec. Publ., 1969, No. 2.
- Wilson J. T.* The origin of continents and Precambrian history.— Trans. R. Soc., Can, 1959, v. 43.
- Wilson J. F.* The Rhodesian Archaean craton — an essay in cratonic evolution.— Phil. Trans. R. Soc. London, 1973, v. A-273, No. 1235.
- Windley B. F.* Crustal development in the Precambrian.— Phil. Trans. R. Soc. London, 1973, v. A-273.

Объединение «Аэрогеология»
Институт геохимии СО АН СССР

Статья поступила
22 июня 1976 г.

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1977 г.

Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа	4
Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г., Павлова Т. Г., Розен О. М., Самыгин С. Г., Токмачева С. Г., Шужанов В. И., Щерба И. Г. Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана	5
Белюсов В. В. Об упорядоченности в расположении зон диастрофизма на материках	5
Болтышев Н. П. Об одной малонзученной особенности зон локальных тектонических разрывов	3
Буачидзе Г. И. Тепловое поле Черноморской впадины и вопросы их происхождения	2
Бувалкин А. К., Николаев В. Г. Тектоника мезозойских отложений Майкюбенской впадины	1
Гамкрелидзе И. П. Тектоническое развитие Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса	3
Глуховский М. З., Моралев В. М., Кузьмин М. И. Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протоофиолитов	6
Горжевский Д. И., Караулов В. Б., Микунов М. Ф., Филатов Е. И. Структура Рудного Алтая и закономерности размещения полиметаллических месторождений	3
Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Милановский Е. Е., Мокшанцев К. Б., Славин В. И., Хаин В. Е. Строение и развитие Колымского массива в свете новых данных Десмон Жаклин. Многофазный метаморфизм океанической и континентальной коры Западных Альп	4
Дитрих Ф. Ж. Эволюция Восточных Альп: рабочая гипотеза, основанная на тектонике плит	6
Драновский Я. А., Гольбрайх И. Г. К проблеме Колымского массива	4
Егоркина Г. В., Ракитов И. В., Гаретовская И. В., Егорова Л. М. Напряженное состояние земной коры на территории Армении по сейсмическим данным	2
Ефимов А. А. «Горячая тектоника» в гипербазитах и габброндах Урала	1
Заборовская Н. Б., Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм зоны перехода от Яно-Колымских мезозойд к Корякско-Камчатской складчатой области	1
Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Статья 1. Ранне- и среднепалеозойские реконструкции	2
Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Статья 2. Позднемезозойские и мезозойские реконструкции	3
Исаев Е. Н., Развальяев А. В. О соотношении рифтогенного и дорифтового структурных планов (на примере Красноморского рифта)	2
Казанцев Ю. В., Камалетдинов М. А. Особенности соляной тектоники южной части Предуральского прогиба и ее связь с надвиговыми дислокациями	4
Константиновский А. А. Онежско-Кандалакшский рифейский грабен Восточно-Европейской платформы	3
Косыгин Ю. А., Забродин В. Ю., Коноваленко А. А., Кулындышев В. А., Синюков В. А., Соловьев В. А. Понятие «глубинный разлом» и проблемы систематики глубинных разломов	3
Кучай В. К., Трифонов В. Г. Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома	3
Лейтес А. М., Федоровский В. С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии	1
Малкин С. П., Спевак Ю. А. Роль уплотнения осадочных комплексов в формировании локальных поднятий Восточного Предкавказья	1
Малпас Д., Стевенс Р. К. Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда	6
Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю., Шараськин А. Я. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса	6
Меланхолина Е. Н., Молчанова Т. В. Тектоническая система позднемезозойской континентальной окраины Востока Азии	4

Миллер Ю. В., Седова И. С., Другова Г. М. О тектонометаморфических циклах докембрийских комплексов Юго-Западного Памира	2
Муратов М. В. Основные тектонические подразделения территории Советского Союза	5
Нагибина М. С., Маркова Н. Г., Муратов М. В., Павловский Е. В., Страхов Н. М., Яншин А. Л. Тектоника древних и молодых платформ в трудах В. Н. Соболевской	2
Натапов Л. М., Зоненшайн Л. П., Шульгина В. С., Сурмилова Е. П., Дегтярев В. С., Савосина А. К., Артемов А. В., Кац А. Г., Ставский А. П. Геологическое развитие Колымо-Индибирского региона и проблема Колымского массива	4
Осипов Г. В., Свистунов Ю. И., Терехов А. А. О возможной природе Алуштинско-Батумской магнитной аномалии на Черном море	1
Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С. Офиолиты: современное состояние и задачи исследования	6
Перфильев А. С. Формирование континентальной коры и металлогения	5
Пушаровский Ю. М. К проблеме Колымского массива	4
Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Разницын Ю. Н., Шмидт О. А. Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей	5
Розен О. М. Особенности вулканизма и эволюция земной коры Кокчетавского массива в позднем докембрии	3
Руженцев С. В., Поспелов И. И., Сухов А. Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира	4
Руженцев С. В., Марков М. С., Некрасов Г. Е., Бялобжеский С. Г. Краевые моря древних геосинклинальных областей	5
Савельев А. А., Савельева Г. Н. Офиолиты Войкаро-Сыбинского массива (Поярный Урал)	6
Салун С. А. Основные черты тектоники и истории развития Сихотэ-Алинской складчатой системы	1
Синха Рой С. Метаморфизм и тектоника Гималаев на примере Восточных Гималаев	2
Скобелев С. Ф. Горизонтальное сжатие и развитие складок на хребте Петра I	2
Слепакова Г. И. О продолжении Пачелмского авлакогена в Прикаспийской впадине	3
Соколов Б. А. О тектонике Мезенской синеклизы	3
Строкин Ю. А., Филатова Л. И. О древнем структурном шве в метаморфическом комплексе докембрия Улутау (Центральный Казахстан)	4
Суханов А. Л. Особенности геологического строения участка Марса, засятого автоматическими станциями «Марс»	1
Тайер Т. П. Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах	6
Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива	4
Тоифонов В. Г. Поперечные зоны разрывов Исландии	2
Умитбаев Р. Б. Структурное положение и некоторые особенности гипербазитов Северного Приохотья	3
Чернов В. Г. Строение Северопенинской кордильеры в Карпатской геосинклинальной системе	2
Хаин В. Е. Шестьдесят лет советской геотектоники (основные аспекты и этапы развития)	5
Херасков Н. Н. Определение генезиса разломов на основе анализа сети разрывных нарушений в Западном Саяне и Туве (стресс-анализ)	1

Краткие сообщения

Гончаров М. А., Фролова В. С. Пример изменения вязкости горных пород при начальном метаморфизме	3
Лукина Н. В. Об одной особенности новейших деформаций поверхности палеозойского основания Северного Памира	3

Критика и дискуссии

Айнемер А. И., Одесский И. А., Ханович И. Г., Яновский Г. Г. О методе простого обзора числовых совокупностей и возможности его применения при решении геологических задач	2
Иванов С. Н., Ферштатер Г. Б. О латеральной магматической и металлогенической зональности в зонах сочленения континентальной и океанической коры (критические замечания к двум статьям Л. П. Зоненшайна и его соавторов)	3

Рецензии

Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. Есть ли криптоэвгеосинклиналь на Южном Урале?	1
Рослый И. С. К методике изучения локальных структур платформ	4
Рыбин А. И. Некоторые замечания к книге В. Е. Ханна «Общая геотектоника»	1

Хроника

Богданов Н. А. Офиолиты континентов и дна океана	1
О работе Подкомиссии по тектонической карте мира во время XXV сессии Международного геологического конгресса (Сидней, август 1976 г.)	3
Семинар «Принципы тектонического районирования Средней Азии»	2
Цейслер В. М. Проблемы тектоники СССР	5
Славная годовщина	5

ОПЕЧАТКА

В статье «Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана» Р. М. Антонюк и др., опубликованной в № 5, 1977 г., на рис. 1 следует поменять местами римские цифры IV и VI.

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 233-00-47, доб. 3-77

Технический редактор *Расторгуева Е. Н.*

Сдано в набор 7/IX-1977 г. Т-18605. Подписано к печати 15/X-1977 г. Тираж 2050 экз.
Зак. 4713. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 11,9+1 вкл. Бум. л. 4¹/₄. Уч.-изд. листов 11,4.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

В 312

Ж

БАВИЛОВА 31 К 1 КВ 92

ПУЩАРОВСКОМУ Ю Ш

70223

1-12

Цена 1 р. 20 к.

Индекс 70228



Геотектоника, 1977, № 6