



К. Гиллен

**Мета-
морфическая
геология**

Издательство
«Мир»



METAMORPHIC GEOLOGY

An introduction to tectonic and
metamorphic processes

Con Gillen

University of Aberdeen

London
GEORGE ALLEN & UNWIN
Boston Sydney

К. ГИЛЛЕН

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Перевод с английского
А.П. ПЛАТУНОВОЙ
под редакцией д-ра геол.-мин. наук
К.А. ШУРКИНА

4503

МОСКВА «МИР» 1984

УДК 552.16

Г 47

ББК 26.3

Гиллен К.

Г 47 **Метаморфическая геология:** Пер. с англ.— М.: Мир, 1984. — 176 к., ил.

В сжатой форме К. Гиллен (Англия) дает разностороннюю характеристику геологических аспектов различных типов метаморфизма, сопровождающих структурную эволюцию земной коры на всем протяжении истории ее формирования. Отчетливо выявлена связь метаморфизма и тектоники и рассмотрены все современные проблемы теории метаморфизма, причем даже сложные теоретические положения автор излагает простым и ясным языком, не загромождая текст специальной терминологией.

Для геологов широкого профиля, студентов и преподавателей всех геологических специальностей.

Г 1904020000 — 455
041(01) — 84

115 — 85 ч. I

ББК 26.3
552

Редакция литературы по геологии

© С. Gillen, 1982

© Перевод на русский язык "Мир",
1984

Предисловие редактора

За последние годы учение о метаморфизме превратилось в особый раздел геологии со специфическими методами исследования метаморфических пород как в естественных обнажениях, так и в лабораторных условиях с экспериментальным моделированием процессов их формирования. Далеко продвинулась вперед и разработка теоретических основ метаморфической петрологии. Возросший интерес к метаморфизму как к геологическому явлению, порождающему особый класс вещественно очень разнообразных (в том числе и рудоносных) горных пород, играющих не менее важную роль в строении каменной оболочки Земли, чем осадочные и магматические, предопределил издание большого числа книг, рассчитанных на специалистов, занимающихся проблемами метаморфического пороодо- и рудообразования.

"Метаморфическая геология" К. Гиллена предназначена для "неспециалистов" в этой области геологии и вполне доступна лицам, имеющим геологическое образование и желающим углубить свои познания о метаморфических породах, закономерностях их размещения в земной коре, условиях формирования, взаимосвязях с тектоническими и магматическими процессами. Автор – известный специалист в области структурного анализа и петрологии метаморфических образований – длительное время занимался их изучением в пределах Шотландских нагорий. В основу книги он положил курс лекций, прочитанных им в Абердинском университете (Шотландия) для обучающихся на отделении не геологической специализации. Одно из достоинств книги К. Гиллена заключается в том, что изложение многих сложных теоретических проблем метаморфической геологии и петрологии на современном научном уровне сделано в предельно доходчивой форме, простым и ясным языком, без загромождения текста специальными терминами. При употреблении последних дается их разъяснение в тексте или в словаре в конце книги. Следует заметить, что некоторые термины имеют местное значение, т.е. употребляются в литературе по метаморфизму и тектонике Шотландии; в этих случаях редактором сделаны дополнительные пояснения или даны формулировки, более привычные советскому читателю.

Одна из особенностей этой книги состоит в том, что автор ограничился очень небольшим объемом сведений о физико-химической сущности процессов метаморфизма. В частности, он почти не коснул-

ся характеристики процессов метасоматоза, не упоминает о метасоматических минеральных фациях, дифференциальной подвижности породообразующих элементов и значении химического и термодинамического потенциалов, определяющих ход метаморфического минералообразования. Следует полагать, что автор умышленно исключил и рассмотрение специальных разделов петрологии: неравновесных и открытых физико-химических систем, хотя представление о них несомненно способствовало бы более глубокому пониманию особенностей регионального и контактового метаморфизма. Читатель, заинтересованный в получении информации по этим вопросам, может обратиться к отечественной литературе: Н.А. Елисеев "Метаморфизм", "Недра", 1963; Г.М. Саранчина, Н.Ф. Шинкарев "Петрология магматических и метаморфических пород", "Недра", 1973. Лица, желающие более глубоко войти в курс дела, могут обратиться к монографиям Д.С. Коржинского "Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов", Изд. АН СССР, 1957 и А.А. Маракушева "Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород", "Наука", 1956, и др.

В заключение необходимо обратить внимание читателя на тектоническую позицию автора: при обсуждении связи процессов регионального и динамического метаморфизма с явлениями горообразования он всецело придерживается концепции новой глобальной тектоники, в частности исходит из представления о существовании тектонического режима тектоники плит начиная с архея и до настоящего времени. В архее допускается наличие небольших континентальных плит, которые в процессе интенсивной тектонической активности и горизонтального перемещения объединились к началу протерозоя в обширные континентальные массивы с образованием в зонах столкновения складчатых поясов, сложенных в глубинных срезах гранулит-гнейсовыми комплексами пород, а в верхней части — гранит-зеленокаменными полями. Эта точка зрения является дискуссионной, и многие советские геологи ее не разделяют.

Редактор перевода не считает уместным вступать здесь в обсуждение проблемы ранней истории Земли, но должен сказать, что, по современным данным, в геологическом строении раннеархейских структур кристаллических фундаментов всех континентов достоверно не устанавливается ни признаков режима тектоники

ит, ни синхронного формирования на разном уровне глубинно-гранулит-гнейсовых полей и зеленокаменных поясов. Читатель может убедиться в этом, ознакомившись с книгой "Этапы и типы олюции докембрийской коры древних щитов", "Наука", 1981.

К. Шуркин

Предисловие

Эта книга посвящена метаморфическим породам: в ней рассматриваются процессы, их формирующие, и причины их приуроченности к определенным областям континентов. Я ставил перед собой цель изложить основы метаморфизма и горообразования для неспециалистов в области геологии. Вместе с тем эта книга может представлять интерес для изучающих геологию в качестве основного или дополнительного предмета и может быть полезна лицам, стремящимся расширить свои познания в геологии (список рекомендуемой литературы в конце книги в большей мере предназначен именно для этой категории читателей). Я попытался рассеять существующее представление о метаморфизме как о некоем "туманном аспекте" геологии. В книге встречается много специальных терминов, однако я надеюсь, что при внимательном знакомстве с ней у читателя не создается впечатление о метаморфизме как об исключительно трудном или запутанном разделе геологии. В процессе изложения материала я стремился подчеркнуть тесную взаимосвязь между горообразованием, тектоникой плит и метаморфизмом.

Характеристика метаморфических пород начинается с описания их структур и наблюдаемых в поле соотношений, затем анализируются факторы, контролирующие метаморфизм. Примеры изучения областей развития метаморфических пород рассматриваются с позиций современных теорий эволюции Земли, а сами метаморфические породы — с точки зрения их роли в формировании древних и молодых горных сооружений. Специальные термины и понятия объясняются в тексте по мере их введения, при этом наиболее важные выделяются курсивом. Определение большинства терминов приводится также в словаре, помещенном в конце книги; им рекомендуется пользоваться для справок в процессе чтения. В конце каждой главы дается краткое изложение ее содержания и предлагается ряд вопросов (упражнений) для закрепления материала; делать эти упражнения следует самостоятельно, не заглядывая в ответы, которые даны лишь для контроля правильности решений, но не являются единственно верным вариантом.

В книге часто приводятся примеры образцов метаморфических пород, поэтому в представительной коллекции желательно иметь следующий их набор: аспидные сланцы, или филлиты, кристаллические сланцы, полосчатые гнейсы, роговики, кварциты и мраморы.

К. Гиллен

Август 1981

Благодарности

Я искренне признателен Роджеру Джонсу за его помощь и терпение при подготовке книги к печати в издательстве George Allen & Unwin. Я благодарен также редакторам серии д-ру и миссис Уилсон, рецензентам г-ну Н. Бейтсу и д-ру С. Дрери, проф. Дж. Уотсону и г-ну П. Уайтхеду за многочисленные ценные поправки и предложения.

Я благодарю также г-на Ч. О'Доногью (Дублинский университет) за оказанную помощь в фотографировании.

Искреннюю признательность я выражаю тем, кто позволил воспользоваться рисунками из следующих изданий:

Внутренние страницы обложки: Brown G.C and A.E. Mussett, 1981. *The inaccessible Earth*. London: George Allen & Unwin;

рис. 1.1: Open University Course Team, 1970. *S100, Science; a foundation course*. Milton Keynes: The Open University;

рис. 2.6: Wyllie J., 1976. *The way the Earth works*. New York: Wiley

рис. 3.3: Eastwood T., 1968. *Geology of the country around Cockermonth and Calbeck*. London: Institute of Geological Sciences;

рис. 3.9, 3.10, 3.12: Sibson, R.H., 1977. *Fault rocks and fault mechanisms* *J. Geol. Soc. Lond.* 133;

рис. 3.13: George T.N., 1965. *The geological growth of Scotland*. In *The Geology of Scotland*. G.Y. Craig /ed./. Edinburgh: Oliver & Boyd;

рис. 3.14: McClay K.R. and M.P. Coward, 1981. *The Moine Thrust Zone. An overview*. In *Thrust and nappe tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ. no. 9*. London: Geological Society;

рис. 4.1, 4.6: Read H.H. and J. Watson, 1975. Part 1: *Early stages of Earth history*. *Introduction to geology, Vol. 2: Earth History*. London: Macmillan;

Предисловие

Эта книга посвящена метаморфическим породам: в ней рассматриваются процессы, их формирующие, и причины их приуроченности к определенным областям континентов. Я ставил перед собой цель изложить основы метаморфизма и горообразования для неспециалистов в области геологии. Вместе с тем эта книга может представлять интерес для изучающих геологию в качестве основного или дополнительного предмета и может быть полезна лицам, стремящимся расширить свои познания в геологии (список рекомендуемой литературы в конце книги в большей мере предназначен именно для этой категории читателей). Я попытался рассеять существующее представление о метаморфизме как о некоем "туманном аспекте" геологии. В книге встречается много специальных терминов, однако я надеюсь, что при внимательном знакомстве с ней у читателя не создается впечатление о метаморфизме как об исключительно трудном или запутанном разделе геологии. В процессе изложения материала я стремился подчеркнуть тесную взаимосвязь между горообразованием, тектоникой плит и метаморфизмом.

Характеристика метаморфических пород начинается с описания их структур и наблюдаемых в поле соотношений, затем анализируются факторы, контролирующие метаморфизм. Примеры изучения областей развития метаморфических пород рассматриваются с позиций современных теорий эволюции Земли, а сами метаморфические породы – с точки зрения их роли в формировании древних и молодых горных сооружений. Специальные термины и понятия объясняются в тексте по мере их введения, при этом наиболее важные выделяются курсивом. Определение большинства терминов приводится также в словаре, помещенном в конце книги; им рекомендуется пользоваться для справок в процессе чтения. В конце каждой главы дается краткое изложение ее содержания и предлагается ряд вопросов (упражнений) для закрепления материала; делать эти упражнения следует самостоятельно, не заглядывая в ответы, которые даны лишь для контроля правильности решений, но не являются единственно верным вариантом.

В книге часто приводятся примеры образцов метаморфических пород, поэтому в представительной коллекции желательно иметь следующий их набор: аспидные сланцы, или филлиты, кристаллические сланцы, полосчатые гнейсы, роговики, кварциты и мраморы.

К. Гиллен

Август 1981

Благодарности

Я искренне признателен Роджеру Джонсу за его помощь и терпение при подготовке книги к печати в издательстве George Allen & Unwin. Я благодарен также редакторам серии д-ру и миссис Уилсон, рецензентам г-ну Н. Бейтсу и д-ру С. Дрери, проф. Дж. Уотсону и г-ну П. Уайтхеду за многочисленные ценные поправки и предложения.

Я благодарю также г-на Ч. О'Доногью (Дублинский университет) за оказанную помощь в фотографировании.

Искреннюю признательность я выражаю тем, кто позволил воспользоваться рисунками из следующих изданий:

Внутренние страницы обложки: Brown G.C and A.E. Mussett, 1981. *The inaccessible Earth*. London: George Allen & Unwin;

рис. 1.1: Open University Course Team, 1970. *S100, Science; a foundation course*. Milton Keynes: The Open University;

рис. 2.6: Wyllie J., 1976. *The way the Earth works*. New York: Wiley

рис. 3.3: Eastwood T., 1968. *Geology of the country around Cocker mouth and Calbeck*. London: Institute of Geological Sciences;

рис. 3.9, 3.10, 3.12: Sibson, R.H., 1977. *Fault rocks and fault mechanisms* *J. Geol. Soc. Lond.* 133;

рис. 3.13: George T.N., 1965. *The geological growth of Scotland*. In *The Geology of Scotland*. G.Y. Craig /ed./. Edinburgh: Oliver & Boyd;

рис. 3.14: McClay K.R. and M.P. Coward, 1981. *The Moine Thrust Zone. An overview*. In *Thrust and nappe tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ. no. 9*. London: Geological Society;

рис. 4.1, 4.6: Read H.H. and J. Watson, 1975. Part 1: *Early stages of Earth history*. *Introduction to geology*, Vol. 2: *Earth History*. London: Macmillan;

- рис. 4.5: Winchester J. A., 1974. The regional metamorphic zones in the Scottish Caledonides. J. Geol. Soc. Lond. 130, 509 – 24;
- рис. 4.8: Roberts J.L. and J. E. Tagus, 1977. The Dalradian rocks of the South-west Highlands – Introduction. Scott. J. Geol. 13, 87 – 100;
- рис. 4.14, 4.17: Miyashiro D., 1973. Metamorphism and metamorphic belts. London: George Allen & Unwin;
- рис. 5.3, 5.4: Anderton R. et al., 1979. A dynamic stratigraphy of the British Isles. London: George Allen & Unwin;
- рис. 6.3: Johnson M.R.W., 1963. Geol. en mijnbouw. 5, 121 – 42.

Список таблиц

- 1.1. Физические свойства метаморфических минералов
- 1.2. Ключ для определения широко распространенных метаморфических пород
 - 2.1. Изменение температуры в земной коре с глубиной
 - 2.2. Главные радиоактивные изотопы
 - 2.3. Средние содержания радиоактивных изотопов в породах коры и в мантии
 - 2.4. Распределение теплового потока в различных тектонических структурах земной коры
 - 2.5. Геотермический градиент в различных геоструктурах земной коры
 - 2.6. Изменение вертикального давления в земной коре с глубиной
- 3.1. Изменение температуры магм и вмещающих пород с удалением от интрузий
- 3.2. Основные компоненты аргиллитовых пород
- 3.3. Основные компоненты карбонатных пород
- 4.1. Зоны регионального метаморфизма и минеральные ассоциации в различных типах пород
- 5.1. Распространение главных типов пород в континентальной коре
- 5.2. Главные события геологической истории земной коры в докембрии

Введение: что такое метаморфические породы?

Слово "метаморфизм" происходит от греческих корней и дословно означает изменение формы. Метаморфические породы, представляющие собой особый класс горных пород, образовались в результате физических и химических изменений других пород. Читатель, несомненно, знает о существовании еще двух главных классов горных пород – изверженных и осадочных. Породы каждой из этих трех больших групп образовались в результате совершенно разных процессов и поэтому характеризуются специфическими особенностями. Изверженные породы были сформированы путем кристаллизации силикатных расплавов. Поскольку кристаллы в расплавах могут расти в разных направлениях, силикатные минералы в таких породах оказываются беспорядочно ориентированными относительно друг друга. В осадочных породах составляющие их частицы или обломки обычно сцементированы. Эти обломки первоначально переносились по поверхности Земли, затем отлагались в виде осадка и, наконец, в результате уплотнения и цементации его зерен преобразовывались в твердые горные породы. Осадочные породы часто обладают параллельно-слоистым строением и могут содержать ископаемые органические остатки. Метаморфические породы формируются за счет других пород путем их изменения, главным образом при повышении давления и температуры, что может происходить только на значительной глубине в земной коре. Метаморфические породы не подвергались плавлению в процессе своего образования. Они формировались в твердом состоянии и нередко в условиях высокого одностороннего давления (стресса), вследствие чего слагающие их минералы часто расположены параллельно.

Читателю, вероятно, интересно узнать об источниках тепла и давления, вызывающих метаморфизм горных пород. Непосредственные наблюдения показывают, что давление и температура в земной коре возрастают с глубиной. Скорость возрастания температуры с глубиной называется *геотермическим градиентом*. Последний изменяется с глубиной и выражается положением точек равных температур (*геоизотерм*), или температурных кривых, в недрах Земли. При изучении

причин метаморфизма геоизотерма и геотермический градиент являются основными факторами, которые следует принимать во внимание. Поскольку температура возрастает с глубиной, должен существовать источник тепла. В земной коре таким источником является распад *радиоактивных изотопов*, присутствующих в горных породах и выделяющих при распаде тепловую энергию. Тепло, или термальность энергии, — один из факторов, который вызывает химические реакции как в самих минералах, так и между ними, в результате чего образуются новые минералы.

Известно, что значительная часть континентальной коры сложена метаморфическими породами, хотя нередко в обширных областях, таких, как Русская платформа, метаморфические породы, слагающие *фундамент*, скрыты под покровом более молодых осадочных образований. Ядра всех континентов, т.е. древние шиты с возрастом более 600 млн. лет, состоят почти исключительно из метаморфических пород, и большинство наиболее древних пород в мире являются метаморфическими. *Складчатые горные цепи*, такие, как Альпы и Гималаи, сложены преимущественно метаморфическими породами, которые были деформированы в процессе складкообразования и формирования разломов и надвиговых структур, а также прорваны крупными массивами гранитной магмы. Тот факт, что метаморфические породы почти всегда деформированы, свидетельствует о глубокой взаимосвязи метаморфических и *тектонических* (горообразовательных) процессов.

Читателю, несомненно, известно, что горные породы на поверхности Земли подвергаются выветриванию. Большинство силикатов изверженных пород разрушаются под действием физических, химических и биологических процессов, и в зависимости от климатических условий возникают новые минералы, более устойчивые на земной поверхности. При этом цемент осадочных пород нередко полностью растворяется, вследствие чего составлявшие породы минеральные зерна распадаются. Такие изменения происходят на земной поверхности при нормальных температурах и, согласно приведенному здесь определению, не относятся к метаморфическим процессам. Изменения имеют место и в рыхлых осадках, когда они в процессе захоронения преобразуются в осадочные горные породы. Это процессы *диагенеза*, включающие уплотнение и цементацию зерен с различными структурными изменениями осадков в ходе их преобразования в горную породу. Указанные явления имеют место и при нормальных давлении и температурах в бассейнах осадконакопления (озерах, мо-

рях, океанах). Осадки при этом не испытывают воздействия высоких температур, что можно видеть, например, в юго-восточной Англии. Поэтому диагенез не входит в понятие метаморфизма. Заметим, что осадки, погруженные на значительную глубину, могут нагреваться до температуры выше 100°C , а слагающие их зерна несколько сплющиваться под нагрузкой вышележащих пород. Метаморфизм относится к числу глубинных процессов Земли и вызывает изменения в структуре и минералогии исходных зерен в породах земной коры. Кроме воды, практически никакие другие вещества не привносятся и не выносятся из породы (или системы) в процессе метаморфизма. При этом не происходит значительных изменений ее химизма, т.е. исходные компоненты просто перегруппировываются в процессе *перекристаллизации*.

Важными факторами, контролирующими метаморфизм, являются давление (связанное с глубиной залегания пород в коре), температура, напряжение (определяющее форму и степень деформации пород под действием *стресса*, или одностороннего давления) и *активность флюидов* (или парциальное давление таких флюидов, как вода и углекислота, присутствующие в порах пород). Все эти факторы могут меняться от места к месту в пределах коры, что приводит к различным типам метаморфизма в зависимости от доминирующих факторов в определенной геологической обстановке. Учитывая изменение температуры, давления, напряжения и флюидного режима, можно выделить следующие типы метаморфизма:

а. *Термальный*, или *контактовый*, метаморфизм (происходит при высокой температуре, низком давлении, малой величине стресса и при различном флюидном режиме).

б. *Динамометаморфизм* (имеет место при значительных напряжениях в условиях разного давления и разных температур и при высокой активности флюидов).

в. *Региональный метаморфизм* (характеризуется высокой температурой, высоким общим давлением, изменчивой величиной стресса и различным флюидным режимом).

Эти три типа метаморфизма отчасти перекрываются. Термальный и динамический метаморфизм могут рассматриваться как особые случаи, проявление которых ограничивается определенными районами. Региональный метаморфизм, как следует из названия, охватывает обширные области – порядка нескольких десятков тысяч квадратных километров, – в то время как динамический и контактовый

метаморфизм проявляются более локально. Контактный метаморфизм наблюдается вокруг крупных магматических интрузий, где за короткое время происходит значительное повышение температуры, и ограничен зонами шириной несколько сот метров. Динамометаморфизм приурочен только к зонам разрывов и разломов мощностью несколько десятков метров, в которых породы испытывают значительное перемещение при стрессе; зоны разломов служат каналами для миграции флюидов, в частности воды, поэтому здесь особенно характерна высокая активность флюидов. Сами минералы, их *структуры* и *текстуры* (относительное взаиморасположение зерен) в породах, сформировавшихся в условиях различных типов метаморфизма, существенно различаются.

Не существует четкой границы между диагенезом и метаморфизмом, с одной стороны, и метаморфизмом и магмообразованием, т.е. плавлением пород, — с другой. Скорее можно говорить о постепенных переходах, что иллюстрируется следующей схемой:

Температура, °C		Глубина, км	
20	Осадконакопление ↓ Захоронение	0	Поверхностные процессы
100	Диагенез ↓	5	Переходная зона
200	Метаморфизм ↓	10 – 30	Метаморфические процессы
650	Частичное плавление ↓	35 – 40	Переходная зона
800 – 1200	Магмообразование (полное плавление)	50 – 100	Магматические процессы

Цифры в вышеприведенной схеме приблизительные и дают представление лишь о порядке изменения величин. Истинные же их значения в разных участках земной коры изменяются в зависимости от состава пород, стресса, активности флюидов и теплового потока.

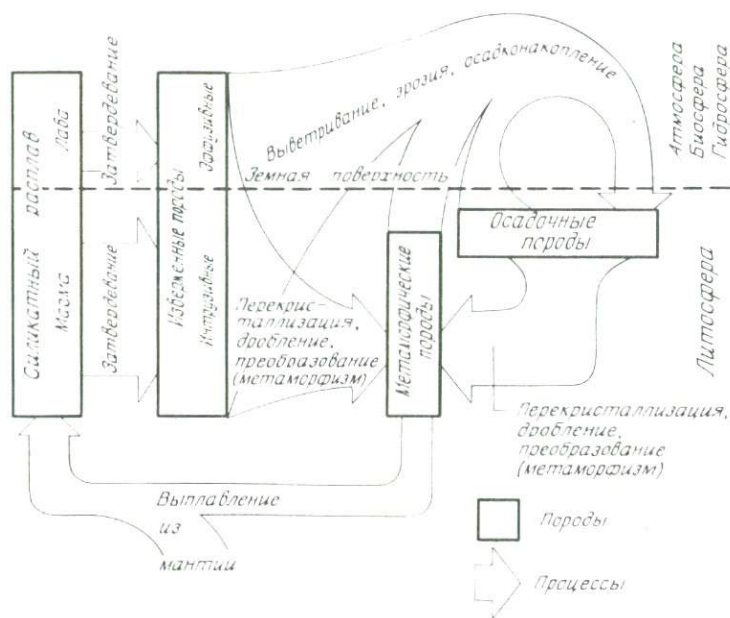



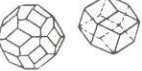
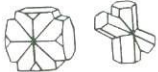



Рис. 1.1. Цикл образования пород.

Переходы между метаморфическими и поверхностными процессами, а также между метаморфическими и магматическими показывают, что метаморфизм имеет существенное значение для познания динамических процессов в земной коре. Современная концепция тектоники лит, предполагающая подвижность земной коры, позволяет объяснитьхождение метаморфических пород на окраинах континентов в зонах перехода океан – область деструкции континента, а также в зонах толкновения двух континентальных плит. В этих структурах обнаружены изверженные породы различного состава, и, как видно из схематического цикла образования горных пород (рис. 1.1), в земной коре существует тесная взаимосвязь магматических, метаморфических и тектонических процессов.

Т а б л и ц а 1.1. Физические свойства метаморфических минералов

Название	Состав	Сингония	Форма	Габитус	Цвет	Другие особенности
Андалузит	Al_2SiO_5	Ромбическая		В базальных сечениях структура хиастоли-та	Призматический	Светло-коричневый Обычно заключен в слюдяной чехол
Кианит	Al_2SiO_5	Триклинная			Пластинчатый (призматический)	Светлосиний
Силлиманит	Al_2SiO_5	Ромбическая			Призматический (игольчатый)	Бледно-соломенный
Гранат	$X_3Al_2Si_5O_{12}$ X = Mg, Fe, Ca, Mn	Кубическая		Трапецоэдр, додекаэдр	Эвгдральные кристаллы	Красный, черный, зеленый и т.д. Изотропный, часто с включениями
Ставропит	$(Fe, Mg)_2(Al, Fe)_3Si_4O_{22}(OH)_2$	Моноклинная (псевдоромбическая)			Короткопризматический	Темнокоричневый
Кордиерит	$(Mg, Fe)_2Al_4Si_5O_{18}$	Ромбическая (псевдогексагональная)		4503 Двойникование приводит к образованию кристаллов гексагонального облика	Призматический	Темно-синий Вокруг включений циркона плеохроичные ореолы (в прозрачных шлифах)



Как выглядят метаморфические породы? Метаморфические породы легко определить как в поле (в обнажениях), так и в лаборатории. Это *кристаллические* образования, обычно прочные и твердые. Большинство минералов в метаморфических породах представлены силикатами, причем некоторые из них встречаются исключительно в метаморфических породах, а другие характерны как для магматических, так и для некоторых осадочных пород. Наиболее отличительной чертой метаморфических пород является их структура. Особенно типично отчетливо выраженное параллельное расположение минералов, что позволяет легко расщеплять породы на пластины или плитки. Метаморфические породы часто имеют полосчатую или ленточную текстуру, причем отдельные слои образованы разными минералами. Одна из примечательных особенностей метаморфических процессов состоит в том, что в результате их проявления возникает довольно ограниченное число разновидностей горных пород. В областях развития разновозрастных метаморфических образований по всему миру часто встречаются совершенно аналогичные метаморфические породы.

Состав метаморфических пород. При описании любой горной породы необходимо обращать внимание на два основных признака: минеральный состав и структуру. Важное значение имеют также размер зерен и текстура породы. Поскольку метаморфические породы являются продуктами изменения других пород, естественно ожидать, что в них встречаются минералы, характерные и для последних. Однако, как уже отмечалось, существуют силикатные минералы, которые встречаются только в метаморфических породах. Сказанное можно представить следующим образом:

Минералы, характерные для метаморфических и магматических пород

Кварц, полевой шпат, мусковит, биотит, роговая обманка, пироксен, оливин, железорудные минералы

Минералы, характерные для метаморфических и осадочных пород

Кварц, мусковит, глинистые минералы, кальцит, доломит

Минералы, встречающиеся преимущественно или исключительно в метаморфических породах

Гранат, андалузит, кианит, силлиманит, ставролит, кордиерит, эпидот, хлорит

Минералы, характерные для метаморфических пород, описаны в словаре и приведены в табл. 1.1. Минералы, не вошедшие в таблицу, несомненно, широко известны, поэтому они здесь детально не рассматриваются.

Структура метаморфических пород. Наиболее характерной особенностью метаморфических пород является их структура, т.е. взаимное расположение отдельных зерен минералов. Метаморфические породы имеют кристаллическую структуру, при этом минеральные зерна расположены либо *беспорядочно* в массивной породе, либо закономерно ориентированы. С первого взгляда массивные метаморфические породы напоминают породы другого типа, например доломиты или известняки. С другой стороны, метаморфические породы часто имеют *ориентированную структуру*, когда минералы расположены параллельно друг другу. Слюды и другие пластинчатые минералы обуславливают *плоскостную структуру*, минералы же удлиненно-пластинчатой формы или столбчатые – *линейную структуру*. Метаморфические породы, содержащие роговую обманку и биотит, могут иметь как плоскостную, так и линейную структуру. Такая *предпочтительная ориентировка* минералов возникает в результате деформации и перекристаллизации пород в процессе метаморфизма. Ориентированные структуры имеют особые названия: так, плоскостные структуры называются *сланцеватыми*, а линейно-ориентированные – *линейными* (рис. 1.2).

Метаморфические породы, так же как изверженные и осадочные, подразделяются в соответствии с размером зерен на:

- а) мелкозернистые: размер зерен меньше 0,1 мм;
- б) среднезернистые: размер зерен от 0,1 до 1,0 мм;
- в) крупнозернистые: размер зерен более 1,0 мм.

Подобная характеристика зернистости применима как к породам с ориентированной структурой, так и без нее. Существуют также термины для определения различных плоскостных структур сланцеватых пород. Наиболее употребительными из них являются следующие:

- а) *квиваж (сланцеватость)* в мелкозернистых породах;
- б) *слоистость* в среднезернистых породах;
- в) *полосчатость (нейсовидная полосчатость)* в крупнозернистых породах.

Строение метаморфической породы, как уже отмечалось, зависит от расположения минеральных зерен или групп зерен. Например, слоистость может быть обусловлена пластинчатым кварцем, а линейность – столбчатыми кварц-полевошпатовыми прорастаниями.

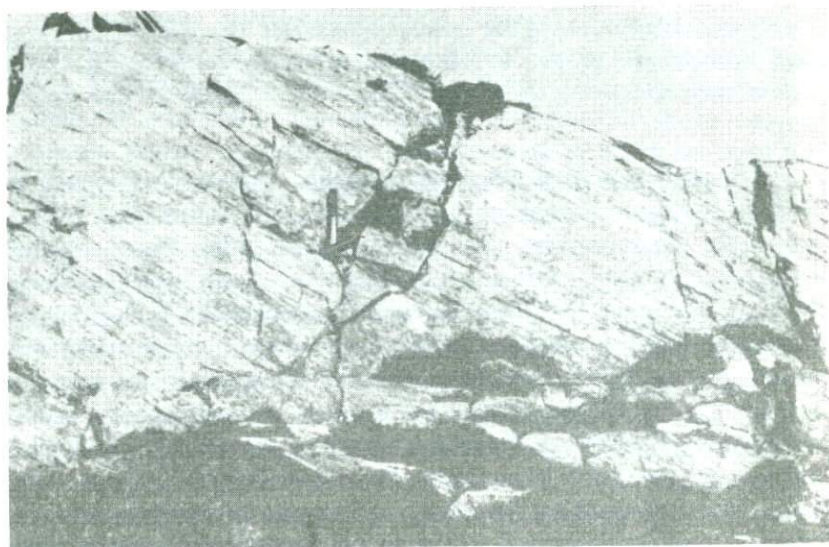


Рис. 1.2. Отчетливая линейность на поверхности сланцеватости гнейса (Льюисский гнейсовый комплекс).

В породах, обладающих ориентированной структурой, кристаллы метаморфической *минеральной ассоциации* обнаруживают предпочтительную ориентировку, обусловленную деформацией и перекристаллизацией. Они "предпочитают" расти в условиях стресса в направлении наименьшего давления, так как при этом требуется меньшая затрата энергии.

Кроме перечисленных для характеристики метаморфических пород используются еще два структурных термина. Если порода равномернозернистая, т.е. все кристаллы примерно одинакового размера и изометричны, то это *гранобластовая* структура. Породы с гранобластовой структурой не могут быть сланцеватыми, поскольку зерна минералов изометричны и в силу этого не могут иметь предпочтительной ориентировки. Гранат, кварц, полевой шпат, пироксен, оливин — наиболее распространенные силикаты с почти изометричной формой кристаллов. Они отличаются от роговой обманки (игольчатые или стебельчатые кристаллы), а также от биотита и мусковита (пластинчатые кристаллы). В некоторых метаморфических породах присутствуют крупные кристаллы (*порфиробласты*), включенные в мелкозернистую массу; такие породы называются *порфиробластовыми*. Их следует отличать от порфировых изверженных пород с вкрапленниками

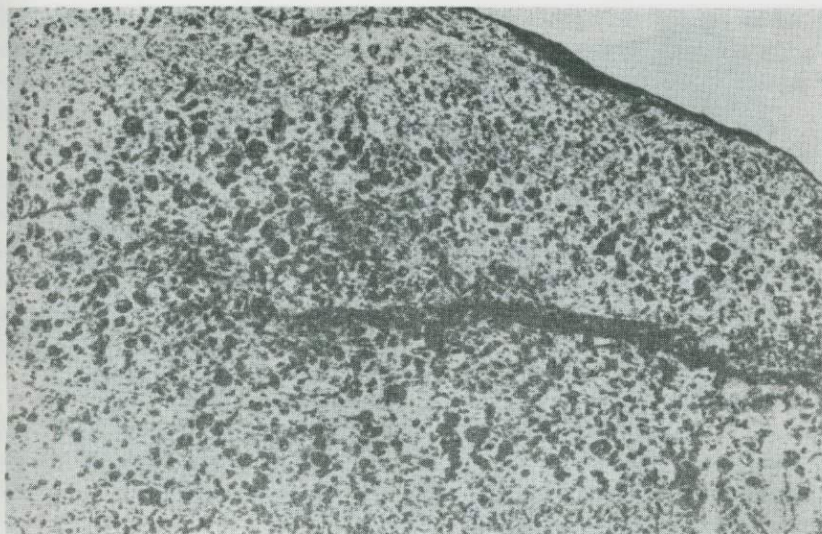


Рис. 1.3. Порфиробласты граната (черное) в мелкозернистой основной массе.

магматических минералов (фенокристаллами). Породы с порфиробластовой структурой могут быть и сланцеватыми; хорошим примером тому являются гранат-слюдяные сланцы, в которых порфиробласты граната значительно крупнее чешуек слюды, расположенных параллельно друг другу (рис. 1.3). Особая разновидность порфиробластовой структуры наблюдается в некоторых очень крупнозернистых гранитогнейсах: в них крупные порфиробласты полевого шпата окружены более мелкими кристаллами кварца, полевого шпата и слюды, вследствие чего возникает очковая текстура. Такие породы обычно имеют грубослоистое сложение и называются *очковыми гнейсами* (от немецкого *augen* — глаз, глазок). Очковые гнейсы могут формироваться и при деформации гранитов, в этом случае крупные кристаллы полевого шпата ("очки") являются преобразованными фенокристаллами, которые были отчасти гранулированы (или раздроблены) в процессе интенсивных деформаций. Подобные включения (глазки) называются *порфирокластами* (рис. 1.4).

Метаморфизм обычно уничтожает первичные текстуры пород, такие, например, как косая слоистость, вследствие чего развитые в разных районах мира метаморфические породы приобретают сходный облик независимо от возраста.



Рис. 1.4. Образец очкового гнейса. Светлые пятна — крупные порфиро-класты полевого шпата, черные — биотит. Слабо рассланцованная порода, полосчатость отсутствует.

Многие метаморфические породы имеют сравнительно простой минеральный состав. Термин "минеральная ассоциация" определяет совокупность минералов, содержащихся в данной породе. Предполагают, что в метаморфических породах минералы *равновесны* относительно друг друга. Равновесие, или *стабильность*, минеральных ассоциаций устанавливается тогда, когда определенная температура и давление выдерживаются достаточно долго, так что все минералы данной ассоциации успевают кристаллизоваться и стабилизироваться относительно друг друга. Минеральные ассоциации метаморфических пород обычно включают несколько главных минералов (примерно 4 или 5). Вот некоторые из них:

Порода	Минеральная ассоциация
Кварцит	Кварц
Кристаллический сланец	Слюда + кварц + гранат
Мрамор	Кальцит + оливин + пироксен
Гнейс	Полевой шпат + кварц + амфибол + слюда

Перечень минералов в ассоциации приведен в порядке убывания их количества. Практически все или большинство минералов в метаморфической породе можно определить в поле или по образцам в лабораторных условиях.

Главными минералами метаморфических пород являются силикаты алюминия, железа, магния, кальция, натрия и калия. Несиликатные минералы – карбонаты кальция и магния и оксиды железа. В процессах метаморфизма большую роль играют также вода, углекислота и некоторые другие флюиды, присутствие которых очень важно для метаморфических реакций, но в конечных продуктах – горных породах – они обычно не сохраняются.

Метаморфические реакции. Если в процессе метаморфизма происходит постоянное повышение давления и температуры, то образующиеся минеральные ассоциации относятся к *прогрессивной метаморфической последовательности*. Такой метаморфизм обычно называют *прогрессивным*. Если же ранее метаморфизованные породы повторно подвергаются метаморфизму при более низкой температуре, чем в первый раз, и часто в присутствии воды, то такой метаморфизм называют *регрессивным*. В процессе регрессивного метаморфизма ранее существовавшая минеральная ассоциация отчасти или полностью замещается новой ассоциацией, которая стабильна в новых условиях.

Изменения, происходящие в процессе метаморфизма, являются результатом химических *реакций* между некоторыми или всеми компонентами породы. Метаморфические реакции бывают двух типов (стрелка указывает направление реакции):

а) твердое вещество → твердое вещество + пар;

б) твердое вещество → твердое вещество.

Отдельные компоненты называются *фазами*, причем твердыми фазами являются кристаллы, а *газовыми* – флюиды, такие, как вода или углекислота. Газовые фазы подвижны, т.е. они могут перемещаться вокруг твердых фаз и между ними, проникать внутрь всей системы или покидать ее. Реакции типа а), при которых происходит потеря воды (последняя появляется в правой части уравнения и является продуктом реакции), называются реакциями *дегидратации* или *декарбонизации*, если газовой фазой является углекислота. Реакции дегидратации характерны для прогрессивного метаморфизма пород, содержащих воду, например глинистых сланцев. Декарбонизация происходит при метаморфизме карбонатных пород, например известня-

ков. В процессах регрессивного, или ретроградного, метаморфизма часто участвует вода, и такие реакции называются реакциями *гидратации*, например:

твердое вещество + вода → (гидратированное) твердое вещество

Некоторые метаморфические реакции (типа б) протекают только между твердыми фазами, например *превращение* кианита Al_2SiO_5 в силлиманит (также Al_2SiO_5). Эта реакция идет при повышении температуры и без изменения состава фаз, изменяется только их кристаллическая структура (кианит имеет триклинную сингонию, а силлиманит – ромбическую). Минералы идентичного состава, но с различной структурой называются *полиморфными модификациями*. Андалузит, силлиманит и кианит представляют собой полиморфные модификации Al_2SiO_5 (алюмосиликат). Но конечно, не все реакции типа б) связаны с полиморфными превращениями минералов. В процессе метаморфизма часто образуются новые минералы. Изучение метаморфических реакций – важный раздел науки, дающий информацию о давлении и температурных условиях, в которых происходит метаморфизм.

Геологические взаимоотношения метаморфических пород. Разные по характеру процессы метаморфизма порождают свойственные каждому типу (контактовому, динамическому, региональному метаморфизму) специфические ассоциации метаморфических горных пород, образующихся только в определенных геологических обстановках. Контактново-метаморфизованные породы приурочены к зонам воздействия высоких температур, т.е. к так называемым *ореолам* вокруг крупных магматических интрузий, тогда как динамометаморфические породы развиты только в разломно-надвиговых тектонических зонах. Регионально-метаморфизованные породы распространены на больших площадях в пределах горных поясов и формируют фундамент континентов.

При полевых исследованиях геолог должен установить *геологические взаимоотношения пород*, т.е. выяснить, каким образом различные их типы взаимосвязаны в пространстве. Наличие плутонической интрузии или крупного надвига позволяет ожидать присутствия в данном районе локально развитых контактовых и динамометаморфических пород. Складчатые и сильнодеформированные породы, залегающие ниже с угловым несогласием, скорее всего испытали метамор-

физм в условиях высоких давлений и температур. Не следует, однако, считать, что в указанных геологических условиях встречаются только названные типы пород – подобное суждение может привести к ошибочному представлению о наблюдаемых в обнажениях породах. Например, далеко не все складчатые породы обязательно метаморфические; небольшие магматические интрузии могут вызывать лишь уплотнение близлежащих осадочных пород, а разломы с небольшими относительными смещениями смежных блоков обычно не ведут к формированию милонитов – тонко перетертых и перекристаллизованных пород.

В ореолах контактового метаморфизма залегают твердые хрупкие породы, называемые *роговиками*. Они имеют кристаллическую структуру и при ударе раскалываются на острые угловатые стекловидные осколки. Роговики всегда тверже и крепче неизмененных окружающих *вмещающих пород* и вследствие этого могут образовывать скульптурные формы рельефа вокруг интрузии, что относится и к связанным с нею жилам и дайкам, прорывающим вмещающие породы.

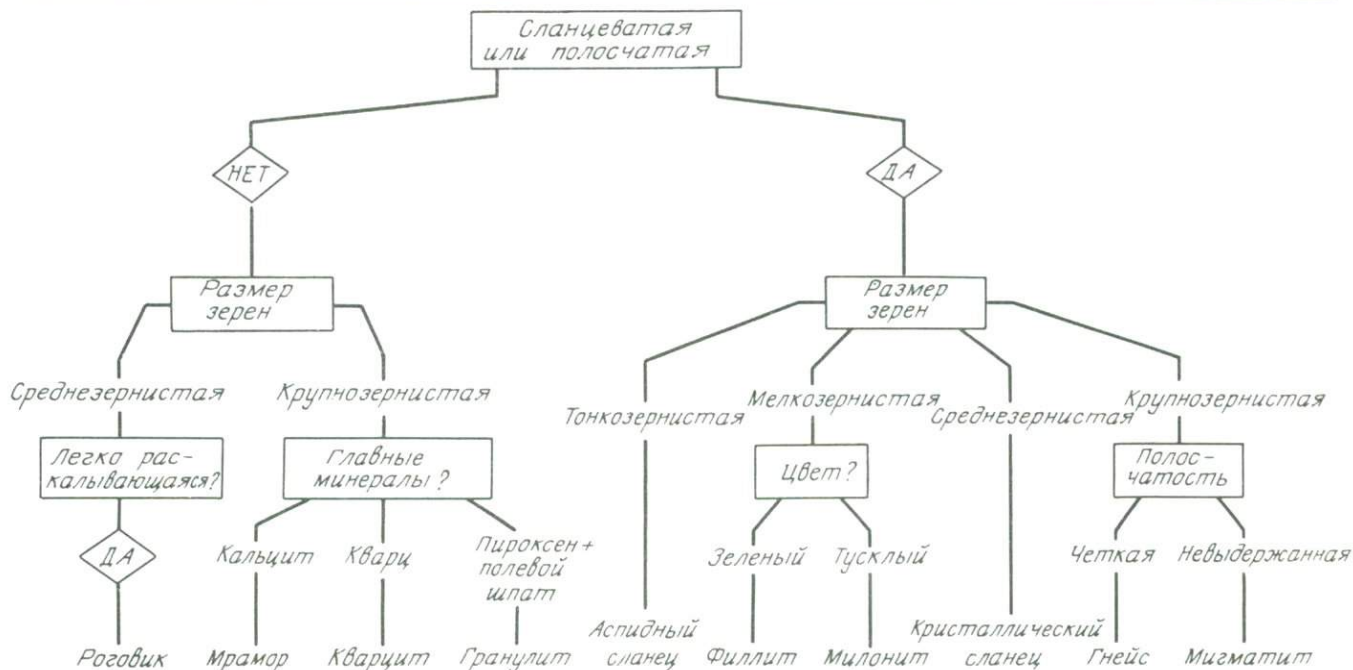
Динамометаморфические породы представляют собой продукты растрескивания, дробления, истирания и рассланцевания ранее существовавших пород. Типичными их представителями являются *брекчии* с угловатыми обломками (фрагментами) и *милониты* – твердые, тонкозернистые, полосчатые породы, которые могут содержать в перекристаллизованном цементе порфирокласты вмещающих пород.

Наиболее распространенными метаморфическими породами являются регионально-метаморфизованные. Они известны на всех континентах и охватывают всю возрастную геологическую колонку, хотя их можно наблюдать только в глубоко эродированных областях, поскольку они формируются на большой глубине. В полевых условиях регионально-метаморфизованные породы легко отличить благодаря их ориентированной структуре, одновременно плоскостной и линейной. Они часто бывают крупнокристаллическими, равномернозернистыми или порфиробластовыми и сложноскладчатыми. С такими метаморфитами, как гнейсы, нередко ассоциируются пегматиты и интрузии гранитов.

При определении и описании метаморфических пород в поле следует выявлять и отмечать следующие их особенности:

- а) признаки первичной слоистости или течения лавы;
- б) относительную распространенность минералов;
- в) текстуру, структуру и размер зерен;

Т а б л и ц а 1.2. Блок-схема для определения обычных метаморфических пород



- г) наличие складок и разрывных структур;
- д) проявления магматизма: например, присутствие близкорасположенных интрузий.

Табл. 1.2 поможет вам определить десять типичных, наиболее распространенных метаморфических пород. Поскольку эта таблица не охватывает всех разновидностей пород, для проверки можно пользоваться определениями и описаниями, которые даны в словаре в конце книги.

Применение метаморфических пород. Почти в любом городе можно встретить по меньшей мере две метаморфические породы: *кровельный сланец* на крышах ¹ и *мрамор*, используемый в качестве облицовочного камня. Большое количество заброшенных сланцевых карьеров в Уэльсе и Шотландии указывает на то, что добыча сланцев как кровельного материала ныне стала экономически невыгодной, хотя в последнее время сланцевый щебень вновь стал употребляться в качестве строительного материала. Некоторые минералы, встречающиеся в метаморфических породах, используются как изоляционный материал. Самый известный среди них — *асбест*, волокнистый минерал, который образуется при изменении некоторых амфиболов. Асбест можно истирать в порошок, сплетать в нити, прессовать в виде листов, он легко поддается также любой механической обработке. К сожалению, при истирании мельчайшие частицы минерала попадают в дыхательные пути и оседают в легких, вызывая тяжелое заболевание. *Тальк* — другой широко используемый минерал метаморфического происхождения. Употребляется он в качестве смазки и присыпки. Это очень мягкий, листоватый минерал (твердость по шкале Мооса равна 1), который встречается в тальковых сланцах (метаморфизованных ультраосновных изверженных породах).

Некоторые минералы метаморфических пород поддаются обработке, шлифуются и используются как полудрагоценные камни в ювелирной промышленности. Драгоценным камнем является алмаз, образующийся при очень высоком давлении. Иногда его можно встретить в метаморфических породах, но чаще всего алмазы присутствуют в кимберлитах — породах вулканического происхождения. Некоторые красиво окрашенные гранаты с ярким блеском и без дефектов также используются в качестве драгоценных камней. Применяется для

¹) В горных районах Шотландии. — Прим. перев.

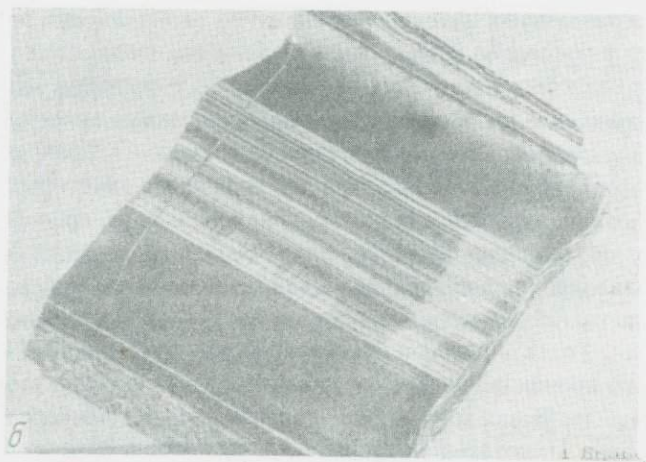
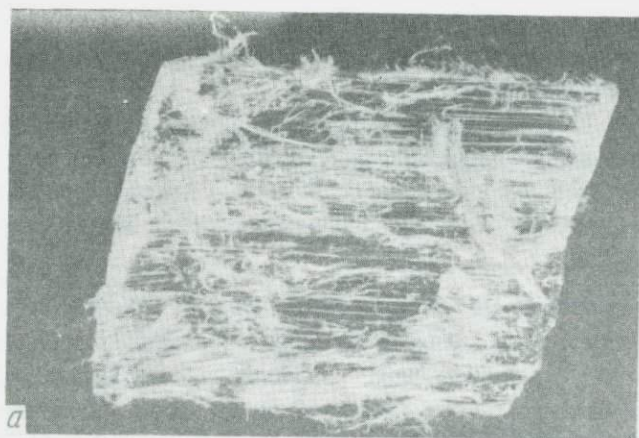


Рис. 1.5. Асбест с четко выраженными волокнами (а) и крокидолит (тигровый глаз), или окремненный асбест (б).

колец и кулонов и мрамор, особенно его бледно-зеленая разновидность. "Тигровый глаз" — разновидность крокидолита, асбестовидного материала, подвергшегося окремнению, но сохранившего специфическую волокнистую структуру (хотя эти волокна не отделены друг от друга). После полировки он приобретает лучисто-сияющий блеск (рис. 1.5)

О чем рассказывает эта книга? Главная задача книги — дать читателю общее представление о метаморфизме, т.е. показать, как,

почему и где в земной коре происходят процессы метаморфизма горных пород, и кратко охарактеризовать строение метаморфических складчатых поясов. Читатель узнает о том, как изменяются с глубиной температура и тепловой поток в настоящее время и как это было в геологическом прошлом. Изучение метаморфических пород в пределах щитов и складчатых поясов дает чрезвычайно важную информацию, необходимую для уточнения гипотез ранней эволюции земной коры. Кроме того, метаморфические реакции рассказывают нам о господствующем режиме давления и температур в процессе горообразования.

В книге рассматриваются основы учения о метаморфизме, исходя из некоторых важных положений о тепловом потоке и источниках тепла в земной коре, одностороннем давлении, деформациях, росте кристаллов и химических реакциях. Не следует бояться этих специальных терминов — они разъясняются в тексте (в соответствующих разделах книги). Вслед за анализом факторов, контролирующих метаморфизм, рассматриваются процессы, в результате которых возникают разные типы метаморфизма в соответствующих геологических обстановках — в пределах горных цепей и щитов, в надвиговых зонах, в связи с интрузиями изверженных пород и в зонах субдукции, которые рассматриваются с позиции тектоники плит и в аспекте геологической эволюции Земли. Наконец, мы коснемся вопросов, связанных с относительным датированием метаморфических событий и с геотермической эволюцией, а также с соотношением метаморфических структур и структур, наблюдаемых в полевых условиях.

Эта книга не является руководством для работы в поле или пособием для лабораторных исследований, но в ней даются рекомендации для полевых наблюдений и упражнения для лабораторных работ по метаморфизму. Читатель должен постоянно пользоваться словарем и указателем в конце книги, которые составляют ее неотъемлемую часть, и к ним следует обращаться для уточнения определений и терминов, встречающихся в тексте. Читатель, приступающий к чтению этой книги, по-видимому, обладает определенным уровнем знаний в области геологии, и ему уже знакомы многие понятия, названия минералов, пород и т.п.

Краткое содержание. Метаморфическими называются такие горные породы, которые образовались в результате совместного воздействия температуры, давления, деформаций и флюидов на ранее существовавшие породы. Они состоят в основном из силикатных мине-

ралов, которые располагаются беспорядочно или обнаруживают ориентированную структуру. Последняя бывает плоскостной (сланцеватой) или линейной. Группа сосуществующих минералов в метаморфической породе того или иного состава называется минеральной ассоциацией.

В процессе метаморфизма между компонентами исходной породы происходят химические реакции, которые приводят к появлению новых минеральных ассоциаций. За исключением воды и углекислоты, приток и вынос вещества из массы горной породы практически отсутствуют. Прогрессивные метаморфические процессы, как правило, вызывают постепенную дегидратацию и декарбонизацию горных пород. Гидратация является характерной чертой регрессивного метаморфизма.

Различные типы метаморфических пород характерны для определенных геологических обстановок в коре. Процессы метаморфизма, происходящие при высокой температуре и низком давлении (контактный, или термальный, метаморфизм), имеют место в экзоконтактных зонах крупных интрузий магматических пород. Процессы метаморфизма, происходящие при высоких давлениях и значительных деформациях в условиях разных температур (динамометаморфизм), характерны для зон разломов и надвигов. Метаморфизм, происходящий при повышенных давлениях и высоких температурах (региональный метаморфизм), охватывает обширные области земной коры, и именно в результате регионального метаморфизма образуются кристаллические породы, слагающие древние щиты континентов и глубинные части горных цепей.

УПРАЖНЕНИЯ

Дайте полное описание образцов следующих метаморфических пород: сланцев, слюдяных сланцев, филлитов, гнейсов, мраморов, кварцитов, милонитов. Проверьте ваши ответы, сравнив их с описаниями, приведенными в словаре.

Изменение пород при метаморфизме. Факторы, контролирующие метаморфизм

Тепло Земли. Поскольку образование метаморфических пород требует воздействия температуры или связано с ним, необходимо рассмотреть источники тепла.

В среднем температура на поверхности Земли составляет 10 – 20°C, хотя в полярных и высокогорных районах она значительно ниже; в то же время в глубоких шахтах трудно работать из-за слишком высокой температуры. Совершенно очевидно, что температура возрастает с глубиной. Кроме того, в районах вулканической активности существуют горячие источники, воды которых нагреваются внутри коры. Итак, температура в земной коре увеличивается с глубиной. Изменения температуры (в °C) с глубиной (в километрах) можно выразить графически в виде кривой, которая называется геоизотермой. Постройте такой график, используя цифры из приведенной ниже табл. 2.1, принимая масштабы 1 см = 1 км и 1 см = 50°C и отсчитывая температуру по горизонтали слева направо, а глубину по вертикали сверху вниз.

График представляет собой не прямую, а кривую линию – *геотермальную кривую*, или геоизотерму (рис. 2.1). Наклон этой кривой, т.е. касательная к ней, называется геотермическим градиентом, который определяется скоростью возрастания температуры с глубиной в данном регионе:

$$\text{геотермический градиент} = \frac{\text{изменение температуры}}{\text{изменение глубины}} \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ м.}$$

Заметим, что наклон геоизотермы с глубиной становится круче, следовательно, температура вначале возрастает быстрее, чем далее с глубиной.

Т а б л и ц а 2.1. Изменение температуры в земной коре с глубиной

Глубина, км	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Температура, °C	15	60	110	150	180	215	230	250	265	275	285

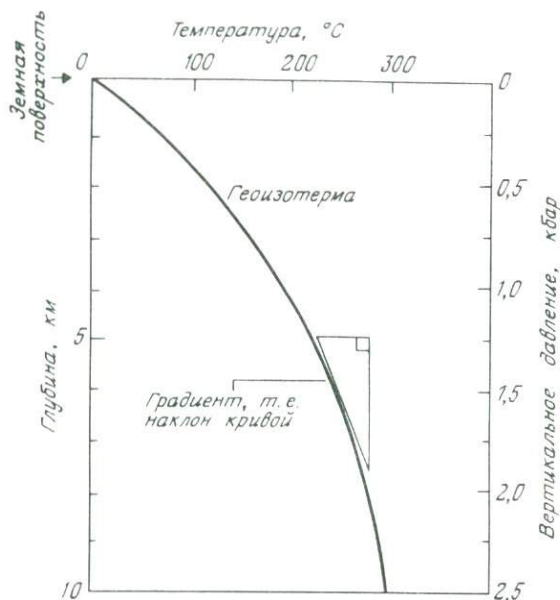


Рис. 2.1. Изменение температуры в земной коре с глубиной. Кривая называется геоизотермой, а тангенс угла наклона к этой кривой (касательная) — локальным геотермическим градиентом.

Откуда берется тепло? Из графика на рис. 2.1 отчетливо видно, что температура в земной коре возрастает с глубиной. Тепла, поступающего от Солнца, явно недостаточно для объяснения этого явления, следовательно, необходим другой *источник тепла*. Основным источником энергии для внутриземных процессов, в том числе метаморфических и горообразовательных, является тепловая энергия, высвобождающаяся в результате распада *радиоактивных элементов*. Все элементы имеют *изотопы* (атомы тех же элементов, различающиеся по массе) и некоторые из них радиоактивны (т.е. нестабильны и со временем распадаются), в результате чего выделяется тепло и возникают более стабильные изотопы. Некоторые элементы пород земной коры и мантии содержат долгоживущие изотопы, т.е. период их *полураспада* (время, необходимое для того, чтобы половина атомов радиоактивного изотопа распалась) очень длительный и они распадаются медленно. Калий-40 (^{40}K), уран-238 (^{238}U) и торий-232 (^{232}Th) относятся к наиболее важным изотопам, генерирующим тепло в Земле. Изотоп ^{235}U играл главную роль в образовании тепла в ходе

Т а б л и ц а 2.2. Главные радиоактивные изотопы

Радиоактивный изотоп	Период полураспада, млн. лет	Теплогенерация, е.т.п.
Уран-238	4 500	2,30
Торий-232	13 900	0,63
Калий-40	1 300	0,67

ранней истории Земли. В табл. 2.2 и 2.3 показаны эти изотопы и продукты их распада, при этом период полураспада исчисляется в миллионах лет, а распространенность, т.е. содержание каждого изотопа в различных породах, — в граммах на тонну (млн^{-1}). Из табл. 2.3 видно, что содержание всех трех изотопов выше в кислых, чем в основных породах, что обусловлено их длительной концентрацией под действием различных процессов именно в кислых породах. Поскольку эти изотопы подвергались распаду с момента образования Земли, т.е. примерно 4600 млн. лет назад, их количество с тех пор значительно уменьшилось. Тория, период полураспада которого самый продолжительный, по-видимому, было ненамного больше, чем в настоящее время, урана — примерно в два раза больше, а калия-40 — в десять раз больше. Почему калия-40 было значительно больше? Дело в том, что этот изотоп обладает самым коротким периодом полураспада из трех названных элементов, поэтому исчезает значительно быстрее остальных. Из вышеизложенного также следует, что коли-

Т а б л и ц а 2.3. Средние содержания радиоактивных изотопов в породах коры и мантии

Типы пород	Средняя концент- рация, млн^{-1}			Общая теплогенерация, е.т.п.
	U = 238	Th = 232	K = 40	
Осадочные	3,00	8,00	1 500	1,50
Кислые изверженные	4,75	18,50	38 000	2,50
Основные изверженные	0,60	2,70	8 000	0,30
Метаморфические гранулиты	0,40	2,10	22 000	0,30
Типичные мантийные	0,02	0,05	10	0,01

чество тепла от распада радиоактивных изотопов на ранних этапах развития Земли было значительно больше, чем теперь.

Как передается тепло? В твердой внешней оболочке Земли (литосфере) тепло передается в основном путем теплопроводности, т.е. передачи тепловой энергии от частицы к частице посредством молекулярного движения, интенсивность которого определяется уровнем температуры. Кроме того, тепло может сравнительно быстро передаваться в результате восходящего движения магмы или циркуляции горячих растворов и газов (*гидротермальных* флюидов), а также вследствие перемещения блоков коры по разломам. Предполагается, что под литосферой, т.е. в верхней мантии, тепло переносится в основном *конвекционными потоками* в очень вязком веществе. Большая часть тепла из мантии таким образом достигает основания коры и вместе с теплом, образующимся в коре, переносится вверх путем теплопроводности. Скорость миграции тепла зависит от *теплопроводности* пород. Это свойство достаточно известно и часто наблюдается в повседневной жизни. Вспомните – если вы дотронетесь до оконного стекла, куска металла, деревянного стола или лоскута ткани, то вы заметите, что на ощупь металл холоднее стекла, а оно в свою очередь холоднее дерева, самой же теплой на ощупь покажется ткань. Почему это происходит, если все предметы в комнате имеют одинаковую температуру и температура вашей руки тоже постоянна? Дело в том, что в зависимости от теплопроводности вещества предметы отводят часть тепла вашей руки с различной скоростью. Металл – хороший проводник тепла, поэтому кажется холодным, ткань – хороший изолятор (плохой проводник), поэтому кажется теплой. В литосфере тепло переносится к земной поверхности путем теплопроводности. Породы разного состава, подобно другим веществам, проводят тепло с различной скоростью. Таким образом, *тепловой поток* у поверхности Земли является результатом теплогенерации как под корой, так и внутри ее.

Тепловой поток. В глобальном масштабе тепловой поток изменяется в зависимости от природы и возраста геоструктур земной коры. В табл. 2.4 показаны распределение теплового потока в различных тектонических структурах континентальной и океанической коры и возраст этих структур. Тепловой поток можно измерить в системе СИ в ваттах на см² (Вт/см²), хотя удобнее употреблять *единицы теплового потока* (е.т.п.):

$$41,8 \text{ е.т.п.} = 1,0 \text{ Вт/см}^2.$$

Т а б л и ц а 2.4. Распределение теплового потока в различных тектонических структурах земной коры

Тектонические провинции	Тепловой поток, е.п.т.	Средний возраст, млн. лет
Докембрийские континентальные щиты	0,90	2000
Стабильные континентальные платформы	1,00	1000
Каледонский складчатый пояс	1,00	400
Герцинский складчатый пояс	1,25	300
Мезозойский складчатый пояс	1,40	200
Кайнозойский складчатый пояс	1,75	50
Зоны современного вулканизма	2,20	0
Двойной интервал		
Океанические впадины	1,30	50
Срединно-океанические хребты	2,00	0
Океанические желоба	1,20	150

Используя данные, приведенные в табл. 2.4 для континентов, можно составить график изменения величины теплового потока (по вертикали) в зависимости от возраста земной коры в миллионах лет (по горизонтали), например в масштабах 2 см = 0,5 е.п.т. и 4 см = 500 млн. лет. Обратите внимание на форму получившейся кривой. В дальнейшем мы вернемся к этому графику, а сейчас сравним его с графиком на рис. 2.2. Следует отметить, что средний тепловой поток в орогенных зонах континентов уменьшается от 1,5 е.п.т. в мезозое на 1,0 е.п.т. в докембрийских щитах, т.е. величина теплового потока зависит от возраста структур земной коры. Такая же картина наблюдается и в океанических областях.

Геотермический градиент. Геотермический градиент – это тангенс угла наклона касательной к геоизотерме (рис. 2.1). Увеличение температуры с глубиной измеряется в градусах Цельсия на километр ($^{\circ}\text{C}/\text{км}^{-1}$); это и есть единица измерения геотермического градиента. Последний изменяется в земной коре от места к месту в

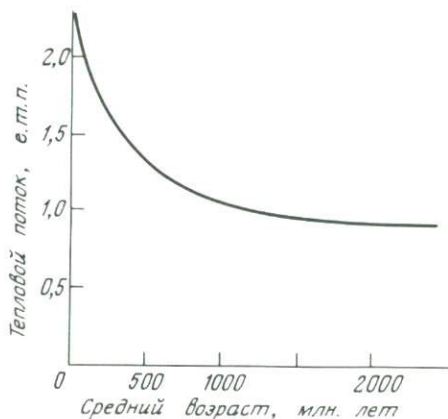


Рис. 2.2. Изменение теплового потока в зависимости от возраста континентальной земной коры.

зависимости от геологической обстановки; он изменялся и в прошлом в разные периоды истории Земли. Иногда геотермический градиент можно измерить непосредственно, например, в шахтах или глубоких нефтяных скважинах. В табл. 2.5 приведены некоторые значения современного геотермического градиента, полученные в разновозрастных геоструктурах земной коры. Как и следовало ожидать, величина градиента в вулканических областях наиболее высокая, а в узких

Т а б л и ц а 2.5. Геотермический градиент в различных геоструктурах земной коры

Тип коры	Геотермический градиент, °С/км ⁻¹
Побережье Мексиканского залива, США (нефтяные скважины)	30
Средний Восток (нефтяные скважины)	50
Зоны современного вулканизма	100
Океанические желоба (зоны субдукции)	10
Докембрийские щиты (современные данные)	20 — 25
Архейская сиалическая кора	50

глубоководных океанических впадинах (зонах субдукции) низкая. За среднее значение геотермического градиента в континентальных областях принимается величина около $20 - 25^{\circ}\text{C}/\text{км}^{-1}$. Посмотрите снова на рис. 2.1 и обратите внимание на форму геоизотермы: градиент уменьшается с глубиной. Это происходит потому, что количество теплотворных элементов с глубиной *уменьшается*, иначе породы плавилась бы на сравнительно небольших глубинах благодаря значительному росту с глубиной количества выделяемого тепла. Следует обратить внимание и на то, что в табл. 2.5 значения градиента относятся к земной поверхности. Из таблицы также видно, что в ранней истории Земли, в архее (4600 – 2500 млн. лет назад), градиент был высоким. Тепловой поток в ранний период истории Земли должен был бы быть выше, чем сейчас, благодаря большому количеству тепловой энергии за счет большей распространенности радиоактивных изотопов. Однако ниже, в гл. 4, высказывается предположение о значительно более высоком геотермическом градиенте в ранний период истории Земли, что объясняется большими потерями тепла в зонах *конструктивных границ плит*.

Давление в Земле. Вторым важным фактором, контролирующим метаморфические процессы, является *давление*, причем термин "давление" включает в себя разные силы, действующие в недрах Земли. Давление в физическом смысле – это сила, действующая на единицу площади.

Общее давление в земной коре складывается из *всестороннего давления* возрастающего с глубиной, и давления флюидов, заполняющих поры в горных породах (*флюидное давление*). Другими факторами, влияющими на метаморфизм и деформацию пород, являются *одностороннее давление*, величина которого определяется как разность между максимальным и минимальным *напряжением* в данном участке коры, и *степень деформации*, т.е. величина деформации, которой подверглась порода в определенный отрезок времени. Все эти факторы связаны между собой и могут изменяться в зависимости от конкретных режимов *орогенеза*.

Общее всестороннее давление связано с глубиной, и можно считать, что оно направлено вертикально, т.е. вертикальное давление примерно то же самое, что и всестороннее. Возможно, вы испытали влияние "давления" на ваши барабанные перепонки при нырянии на глубину или при полете на самолете. На любой определенной глубине (или высоте) давление одинаково во всех направлениях. Оно обычно измеряется в килобарах (1 кбар = 1000 бар). Нормальное атмосфер-

Т а б л и ц а 2.6. Изменение вертикального давления в земной коре с глубиной

Глубина, км	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Давление, кбар	0,001	0,25	0,50	0,75	1,00	1,25	1,50	1,75	2,00	2,25	2,50

ное давление на уровне моря составляет 1 бар (1 бар = 1000 мбар). Другой единицей измерения является паскаль (1 Па = 10^{-5} бар), но эта единица неудобна для оценки геологических явлений, связанных с действием давления. Постройте график, используя цифры, приведенные в табл. 2.6, и откладывая глубину (в километрах) по вертикали, а общее давление (в килобарах) по горизонтали. Сравните полученный график с графиком на рис. 2.3. Он показывает, что на глубинах, приведенных в табл. 2.6, вертикальное давление прямо пропорционально глубине (прямая линия), и эта зависимость сохраняется до тех пор, пока не изменится плотность пород в нижней части коры и в мантии. Вертикальное давление на глубине 4 км в два раза выше, чем на глубине 2 км, т.е. градиент давления на рис. 2.3 равен единице. Табл. 2.6. составлена при условии, что средняя плотность пород коры равна $2,5 \text{ г/см}^3$. Величина вертикального давления

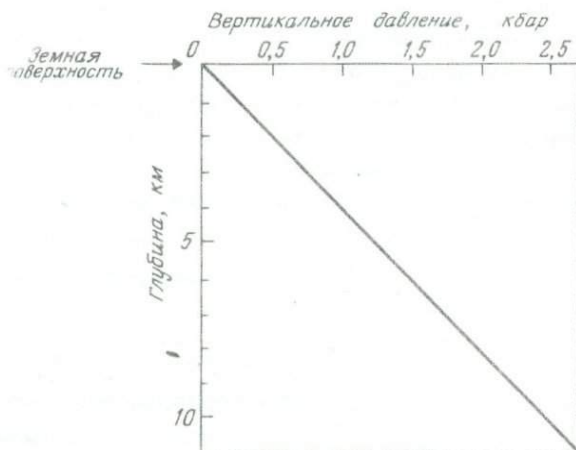
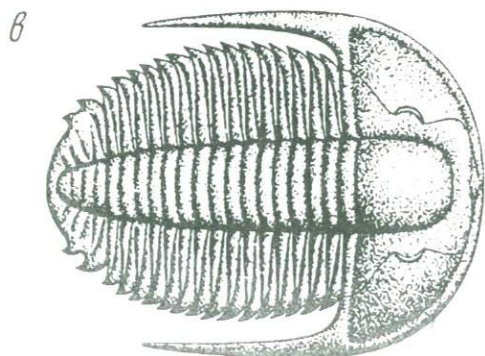
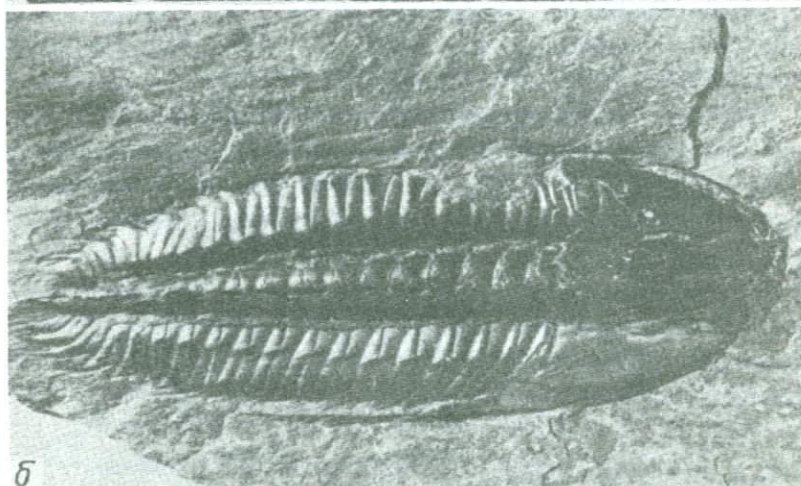
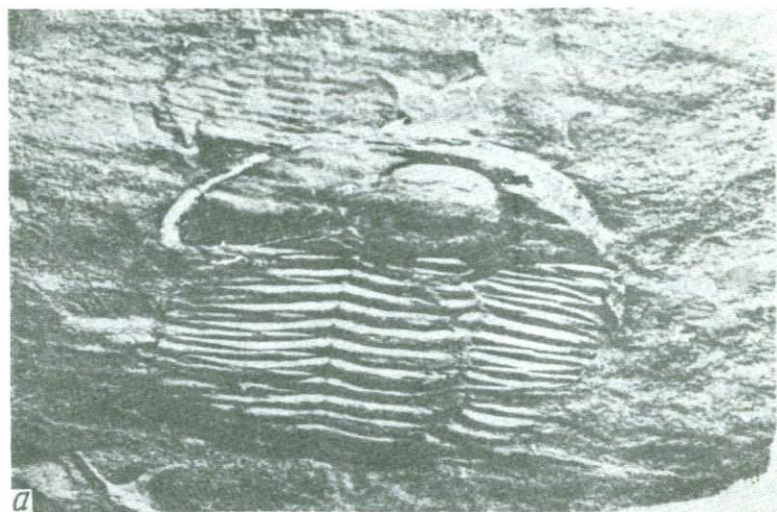


Рис. 2.3. Изменение вертикального давления в верхних горизонтах континентальной земной коры с глубиной.

для более плотных пород должна быть выше. Теперь нанесите эти данные о давлении на график температура — глубина (рис. 2.1).

Что такое поровое флюидное давление? Флюид — это жидкость или газ. Он является подвижным, т.е. может проходить через поровые пространства пород. Важными в геологическом отношении флюидами являются вода и углекислота, в меньшей степени — сернистый газ и хлор. Эти флюиды присутствуют в поровых пространствах между зернами, в мельчайших трещинках, трещинах и жильных полостях практически всех пород, в особенности осадочных. В процессе деформации и метаморфизма флюиды в поровом пространстве нагреваются и подвергаются сжатию, испытывая то же давление, что и породы. Флюиды способны и сами оказывать давление (*парциальное давление*) внутри порового пространства, что очень важно для процессов метаморфизма. Некоторые типы метаморфических процессов сопровождаются очень высоким поровым флюидным давлением. Именно оно иногда является причиной выбросов газа при бурении нефтяных скважин.

Односторонняя деформация в земной коре. Породы в пределах земной коры подвергаются одностороннему давлению, или стрессу, который определяется как сила, приложенная на единицу площади в том или ином направлении. Изменение формы и объема пород (удлинение, сплющивание, изменение залегания) происходит в результате одностороннего давления и проявляется как деформация (рис. 2.4). Хотя стрессы в коре действуют во всех направлениях, для удобства можно рассмотреть три главных стресса, взаимно перпендикулярные по направлению, т.е. *максимальное, промежуточное и минимальное* давления, которые обозначаются соответственно P_{\max} , P_{int} и P_{\min} (рис. 2.5). Разность величин максимального и минимального стрессов, т.е. $P_{\max} - P_{\min}$, известна как разность стрессов, или дифференциальный стресс. Истинная величина разности стрессов может быть измерена путем изучения характера разломов и землетрясений. Дифференциальный стресс часто невелик и в среднем составляет 250 бар (0,25 кбар) по плоскости разлома. Разломы возникают в результате хрупкой деформации пород, которые раскалываются на блоки и перемещаются относительно друг друга по плоскости разлома или узкой зоне раздробленных пород. Для преодоления сопротивления разрыву, сплошности и дроблению пород требуются очень боль-



Р и с. 2.4. Деформированные трилобиты *Angelina* в уэльских сланцах: а — сплюснутый; б — удлинённый; в — недеформированный.

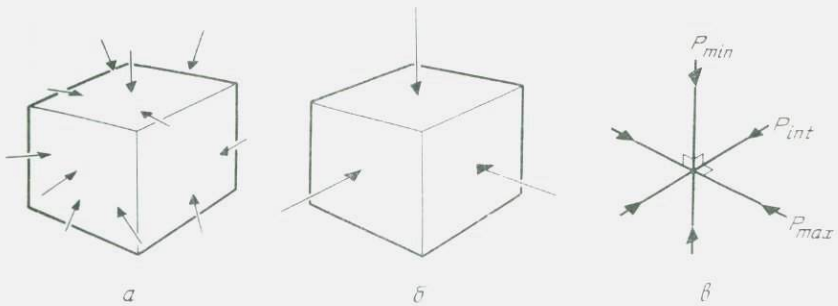


Рис. 2.5. Главные стрессы: а — силы, действующие на кубик породы; б — равнодействующая этих сил, перпендикулярная граням кубика; в — три главные взаимно перпендикулярные оси напряжения: P_{min} — минимальное, P_{int} — промежуточное, P_{max} — максимальное. В условиях земной коры эти напряжения могут взаимозаменяться.

шие тектонические силы, при этом важную роль в образовании разломов играет поровое флюидное давление, которое способствует уменьшению нагрузки, вызывающей перемещение отдельных блоков пород.

Когда породы подвергаются ориентированному давлению и деформируются, они могут сминаться в складки, дробиться или накапливать энергию деформации. Все зависит от таких факторов, как температура, глубина, флюидное давление, состав пород и т.п. Важным фактором характеристики деформации пород является степень деформации, которую можно рассматривать как величину нормальной деформации, т.е. изменение длины или формы материала во времени. Если кусок вара ударить молотком, то он расколется, как стекло, потому что степень деформации была высокой, т.е. произошло мгновенное приложение большой силы; в этом случае вещество ведет себя как *хрупкое* твердое тело. Но если кусок вара оставить на столе, то благодаря силе земного притяжения он очень медленно будет расплываться и со временем покроет большую площадь стола. В этом случае степень деформации низкая, и вар ведет себя как очень вязкая жидкость; он деформируется *пластично*. Породы, деформирующиеся пластично, при снятии стресса продолжают сохранять приобретенную форму (сравните с *упругой* деформацией резинки, которая немедленно приобретает первоначальную форму после снятия стресса). При деформации пород и метаморфизме важную роль играет явление *пластического течения* (крипа) кристаллических пород, которое представляет собой необратимую деформацию, возникающую в результате длительного воздействия сравнительно небольшого ориентированного давления.

Движущая сила метаморфических реакций. Движущей силой всех химических реакций, в том числе и тех, которые связаны с метаморфизмом, является изменение *свободной энергии*. Последняя представляет собой количество энергии, которое высвобождается или поглощается при обратимых процессах, т.е. процессах, которые могут протекать строго в обратном направлении. Следует подчеркнуть, что более важным фактором является не количество свободной энергии, а *изменение* этого количества. Свободная энергия системы минимальна, когда достигнуто равновесие, при этом под системой понимается минерал, горная порода или Земля в целом в зависимости от масштаба рассматриваемого процесса. Система может быть *открытой* (незамкнутой), если через ее границы происходит перемещение вещества (например, химических элементов или таких флюидов, как H_2O), или *закрытой*, если границы системы являются в данный момент или были ранее барьерами на пути движения вещества. При этом следует учитывать фактор времени и масштаб системы: одна и та же система может переходить из открытой в закрытую по прошествии определенного времени или система может быть открытой, например, для флюидов, но закрытой для переноса элементов.

Равновесие в метаморфических реакциях. Химическое равновесие — это явление, которое можно описать как состояние баланса, достигнутое в обратимой реакции, когда прямой и обратный процессы протекают с одинаковыми скоростями. Если система нарушена при изменении одного из факторов, обуславливающих равновесие, таких, например, как давление и температура, то происходит смещение равновесия, компенсирующее изменения. К важным факторам относится скорость, при которой достигается равновесие; она зависит от давления, температуры, наличия флюидов, размеров зерен и др.

Если определенный режим давления и температуры сохраняется в течение достаточно длительного времени, то перекристаллизация породы будет продолжаться вплоть до образования совершенно новой минеральной ассоциации, которая стабильна в этих условиях. Осадочная порода формируется на поверхности земной коры, затем погружается, нагревается и подвергается перекристаллизации на определенной глубине, после чего следует поднятие, сопровождаемое эрозией вышележащих пород и охлаждением; этот процесс продолжается до тех пор, пока порода не окажется вновь на дневной поверх-

ности. При метаморфизме осадочная порода в течение какого-то времени находится в определенном *режиме* давления и температуры. Обычно скорость достижения физико-химического равновесия слишком мала, чтобы произошла постепенная перестройка минеральных ассоциаций в новых условиях (например, если скорости седиментации и погружения очень высокие). В результате метаморфическая порода, поднятая на дневную поверхность, характеризуется минеральной ассоциацией (например, кварц + слюда + гранат), которая свойственна условиям высоких давлений и температур на значительной глубине. В этом случае равновесная ассоциация минералов оказывается как бы "замороженной" в породе; такая ассоциация, как кварц + слюда + гранат, не может образоваться на поверхности. Равновесная минеральная ассоциация — это ассоциация, которая достигла наиболее низкого уровня энергии в условиях метаморфизма.

Рост кристаллов при метаморфизме. Новые минералы в метаморфических породах образуются путем появления *зародышей* стабильной минеральной фазы. Зародыши представляют собой крошечные частицы вещества, включающие всего несколько сотен атомов, которые играют роль центров или фокальных точек роста кристаллов. Они растут, формируя зерна кристаллов по мере того, как все большее количество вещества привносится и осаждается на них. *Зародышеобразование* и последующий *рост зерен* стимулирует тепловая энергия. Обычно чем выше температура, тем больше возникает зародышей и тем быстрее растут кристаллы.

В кристаллических твердых веществах зародышеобразование происходит, как правило, вдоль границ зерен или в зонах деформации, возникающих в породах, что обусловлено локальным сосредоточением в этих местах более высокого уровня энергии. Атомная структура кристаллов не является совершенной, напротив, их кристаллические решетки часто бывают нарушенными, что носит название *дефектов* или *дислокаций*. Дефекты обычно возникают на концах граней кристалла и, следовательно, на границе зерно — зерно в кристаллическом агрегате; именно здесь, на границах зерен, концентрируется энергия, связанная с дефектами.

Как только определенное критическое изменение свободной энергии превысит норму, начинается рост кристаллов из зародышей. Вещество привносится путем *диффузии* и проникает сквозь все минеральные фазы, участвующие в метаморфических реакциях. Зародышеобразование и рост кристаллов в ходе реакции происходят одно-

временно. Диффузии, зародышеобразованию и росту кристаллов препятствуют энергетические барьеры. Эти процессы активизируются при повышении температуры, и для преодоления термических барьеров, т.е. для дальнейшего развития реакции, требуется дополнительная тепловая энергия. Другими словами, высокие температуры благоприятствуют течению указанных процессов, именно поэтому метаморфические реакции контролируются температурой.

Диффузия при метаморфизме. Диффузия — это процесс, при котором атомы, ионы и молекулы вещества физически изменяют свое местоположение. В твердых веществах атомы изменяют свои позиции в пределах кристаллической решетки. Диффузия контролируется температурой: если температура достаточно высока, то энергетические барьеры могут быть преодолены и атомы начинают смещаться с занимаемых ими позиций. В коре, где имеют место градиенты температуры, давления и концентрации химических элементов, диффузия часто приводит к тому, что атомы движутся по убывающей этих градиентов, т.е. вещество может мигрировать только в одном определенном направлении. Диффузия идет быстрее вдоль границ зерен, где имеется больше дефектов, чем в самом кристалле. Как уже указывалось, число дефектов в кристаллической решетке возрастает с увеличением температуры, так как атомы элементов диффундируют с разной скоростью. Экспериментально установлено, что диффузия ионов кремния и алюминия ничтожно мала по сравнению с диффузией ионов других металлов, по крайней мере в интервале температур, преобладающих при метаморфических процессах.

Перекристаллизация при метаморфизме. В метаморфической петрологии термин "перекристаллизация" часто употребляется для обозначения двух процессов: *кристаллизации* и *перекристаллизации*. Строго говоря, термин "кристаллизация" в применении к метаморфическим породам относится к процессам, в ходе которых формируются кристаллы новых минеральных фаз. Кристаллизация связана с зародышеобразованием и ростом зерен. Что касается перекристаллизации, то она может быть связана с ростом уже существующих кристаллов минерала. При метаморфизме кристаллизация или перекристаллизация может быть частичной или полной. Например, из песчаника может образоваться кварцит в результате разрастания зерен кварца. В этом случае перекристаллизации кварца не происходит, и в таких породах могут сохраниться признаки напластования и косой слоистости (если

они имели место), как, например, в кембрийских кварцитах северо-западной Шотландии. С другой стороны, песчаники или кремнистые сланцы могут полностью перекристаллизоваться в кварциты с разрушением первичных минеральных зерен и исчезновением осадочных текстур. В результате глубокого метаморфизма глинистых сланцев образуются гранат-слюдяные кристаллические сланцы, в которых новые метаморфические минеральные фазы — гранат и слюда — кристаллизуются при полном преобразовании всех компонентов. Термин "перекристаллизация" часто неправильно используется для обозначения процесса кристаллизации новых фаз, а также разрастания минеральных зерен.

Метаморфическая перекристаллизация часто происходит одновременно с химическими изменениями минеральных фаз в процессе метаморфических реакций. Свободная энергия, связанная с протеканием этих реакций, сама по себе может способствовать перекристаллизации, усиливая их скорость.

Вода (даже в минимальных количествах) способствует перекристаллизации и увеличению ее скорости. Она оказывает сильное влияние на образование дефектов в кристаллах, делает их неустойчивыми, в большей степени подверженными перекристаллизации. Деформация также может способствовать перекристаллизации, увеличивая дефектность кристаллов. Таким образом, на процесс перекристаллизации сильное влияние оказывают следующие факторы:

- а) температура,
- б) изменение химического состава,
- в) присутствие воды,
- г) деформация.

Самым важным фактором, влияющим на метаморфические процессы, является температура, которая контролирует скорость химических реакций, подвижность воды, а также возникновение и смещение дефектов в кристаллах.

В процессе перекристаллизации энергия высвобождается двояко. Во-первых, высвобождается *энергия внутреннего напряжения* кристаллов, которая накапливалась в них в период метаморфизма, и, во-вторых, рост кристаллов вызывает уменьшение суммарной поверхности минеральных зерен в породе и числа последних, что приводит к уменьшению энергии, связанной с границами зерен. Эти потери энергии и составляют движущую силу процессов перекристаллизации. В определенном смысле перекристаллизация вызывает "релаксацию"

кристаллических агрегатов, которые получают более низкий энергетический статус, образуя скопления внутренне недеформированных кристаллов. Вещество в кристаллическом состоянии имеет самый низкий возможный уровень свободной энергии, поэтому твердые составляющие пород "стремятся" остаться кристаллическими при воздействии на них стрессовых напряжений. Перекристаллизация (в строгом смысле слова) становится возможной, когда температура достигнет половины величины температуры плавления твердого вещества по шкале Кельвина ($^{\circ}\text{K} = ^{\circ}\text{C} + 273$, где $^{\circ}\text{K}$ – абсолютная температура). Пока этот температурный рубеж не достигнут, ионы не могут смешаться со своих позиций в узлах кристаллической решетки минералов на расстояния, достаточные для перекристаллизации.

Метаморфизм и коровые процессы. Одной из главных целей изучения метаморфических пород является определение изменения давления, температуры и теплового потока в земной коре во времени. Изучение метаморфических минералов, а также структур и текстур метаморфических пород позволяет воссоздать историю эволюции той или иной горной породы с момента ее формирования на поверхности Земли, захоронения, метаморфизма и повторного появления на дневной поверхности вследствие эрозии или перемещения по разлому в качестве уже метаморфической породы.

Осадочные, изверженные и метаморфические породы часто тесно взаимосвязаны в складчатых, или *орогенных, поясах*. Орогенным поясом называется участок земной коры, представляющий собой протяженную, узкую, искривленную в плане структуру, сложенную ассоциацией сильнодеформированных осадочных и вулканических пород, которые испытали метаморфизм и были интродуцированы магмой. Процессы горообразования – *орогени* – в геологическом отношении длятся сравнительно недолго, охватывая примерно 50 – 200 млн. лет. Примерами орогенных (складчатых) поясов служат геологически молодые горные системы Скалистых гор, Альп и Гималаев. Горные пояса занимают более 10 % общей площади поверхности Земли или 25 % площади континентов. Древние горные сооружения обычно глубоко эродированы и поэтому представляют собой геологические разрезы глубоких частей земной коры. История формирования таких структур начинается с накопления мощных вулканогенно-осадочных толщ на поверхности земной коры, которые затем опускаются в связи с ее прогибанием и оказываются глубоко захороненными,

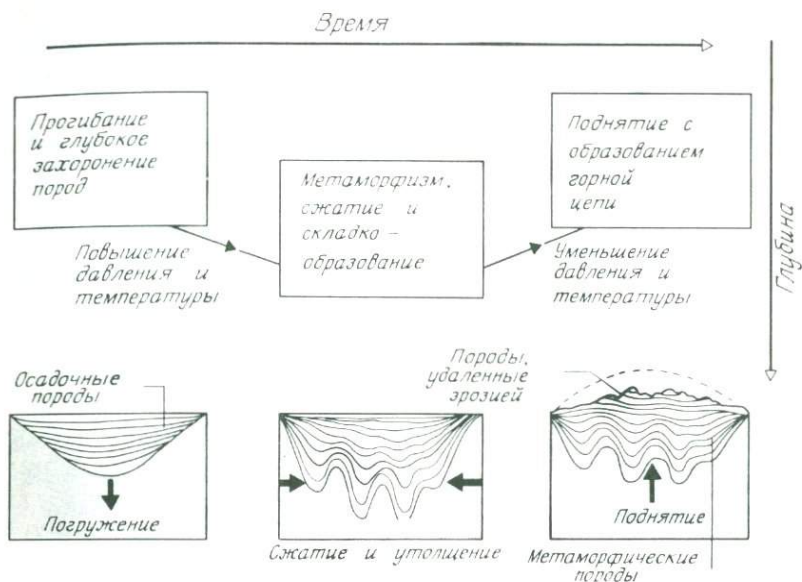


Рис. 2.6. Заложение и развитие складчатого пояса.

прогретыми и смятыми в складки. На поверхности складчатые осадочные породы образуют высокогорный рельеф, часто включающий структуры опрокинутых *тектонических покровов*. Эти горные сооружения немедленно подвергаются эрозии, вследствие чего большой объем материала размывается и удаляется, а утолщенная земная кора испытывает поднятие. В конечном итоге метаморфизованные на глубине породы, имеющие новый минеральный состав, текстуру и структуру, появляются на дневной поверхности. Процессы горообразования и формирования метаморфических пород в обобщенном виде показаны на рис. 2.6. События, ведущие к появлению горных сооружений, относятся к тектоническому циклу, процессы которого управляются внутренней тепловой энергией Земли. Изучая метаморфические минералы пород складчатых поясов, можно воссоздать картину изменения во времени и в пространстве давления, температуры, теплового потока и реакций пород на деформации, имевшие место в процессе горообразования. Таким образом можно представить изменение физических и химических условий в глубинах земной коры.

Нагрев глубоко погребенных осадочных пород в ходе *тектонического цикла* происходит двумя способами. Во-первых, они содержат

фрагменты коровых пород, которые включают радиоактивные изотопы. Эти изотопы продолжают выделять тепло в процессе распада в осадочных породах. Во-вторых, погружаясь в глубь коры, осадочные породы поглощают все больше тепла, поступающего из недр Земли. В итоге толща осадочных пород становится настолько мощной, что начинаются ее латеральное сжатие и образование складок. Силы сжатия, а также радиоактивное и глубинное тепло вызывают метаморфизм пород. В связи с латеральным сжатием земная кора локально утолщается по вертикали и, напротив, сокращается по площади в орогенных поясах. Кроме того, в осадочные толщи корневых частей складчатого пояса могут внедряться магматические расплавы непосредственно из верхней мантии. Условия давления и температуры на этих глубинах таковы, что магматические расплавы могут кристаллизоваться здесь с образованием метаморфических минеральных ассоциаций. В таких случаях могут стираться различия между метаморфическими и изверженными породами. Утолщение земной коры в орогенных поясах может быть также связано с внедрением крупных пластовых интрузий магматических пород.

Магматические интрузии вызывают локальный метаморфизм вмещающих пород, привнося в них тепло и нередко горячие флюиды. Метаморфические проявления вокруг интрузий быстро уменьшаются по мере удаления от контактов вследствие рассеяния тепла (рис. 2.7). Установлено, что гранитные интрузии вызывают более отчетли-

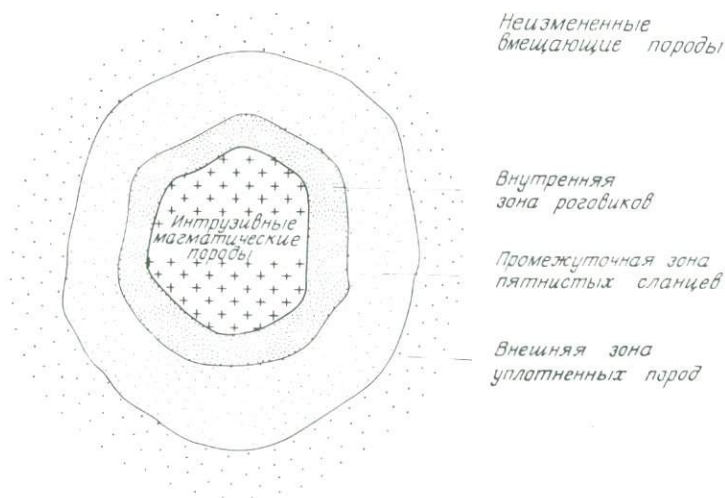


Рис. 2.7. Контактный ореол вокруг магматической интрузии.

во выраженный и обширный метаморфический эффект, чем габбровые и другие интрузии основных пород, хотя последние имеют более высокую температуру кристаллизации магмы. Другими словами, ореолы контактовых метаморфических пород вокруг гранитов шире, чем вокруг габбровых интрузий. Одной из основных причин этого является повышенная "влажность" гранитных магм по сравнению с таковой основных магм; вода и другие горячие активные флюиды переносят тепло и способствуют кристаллизации и перекристаллизации вмещающих интрузии пород. В орогенных поясах некоторые граниты, в частности внедрившиеся в основание мощной осадочной толщи, могут не оказать заметного метаморфического воздействия на окружающие породы, поскольку последние в момент внедрения магмы имели повышенную температуру, обусловленную глубоким погружением. Породы, сформировавшиеся в глубине орогенных поясов, могут быть подняты к поверхности или даже выведены на нее в результате пологого *надвига*. *Пологий надвиг* — это расположенный под небольшим углом плоскостной разрыв коры, вдоль которого блоки горных пород сдвинуты по горизонтали относительно друг друга на 5 — 50 км, иногда больше. Тектоническое тело, перекрывающее надвиг, называется *надвиговым покровом* (или тектоническим покровом, шарьяжем). Надвиги чаще встречаются в верхних и краевых частях орогенных поясов. Тепло, образующееся при трении, растрескивании, дроблении, измельчении и истирании пород в надвиговых зонах, может привести к формированию *милонитов* — мелкозернистых перекристаллизованных пород с четко выраженной полосчатостью и следами интенсивной деформации. Во многих зонах надвига вода играет очень важную роль в перемещении надвиговых покровов и перекристаллизации метаморфических пород в пределах этих зон. Некоторые механизмы надвигообразования и образующиеся при этом метаморфические породы рассматриваются в гл. 3.

Тектоника плит и метаморфические породы. С позиций концепции *тектоники плит* земная литосфера (т.е. кора и часть верхней мантии) состоит из мозаики крупных жестких плит толщиной 50 — 150 км (рис. 2.8). Эти литосферные плиты расположены над *астеносферой*, которая в сравнении с твердой литосферой является плотным, вязким слоем верхней мантии, обладающим способностью медленно перемещаться и пластично деформироваться. Гипотеза спрединга предполагает, что новая литосфера постоянно наращивается в океанических поднятиях (*срединно-океанических хребтах*) за счет интрузии и извер-

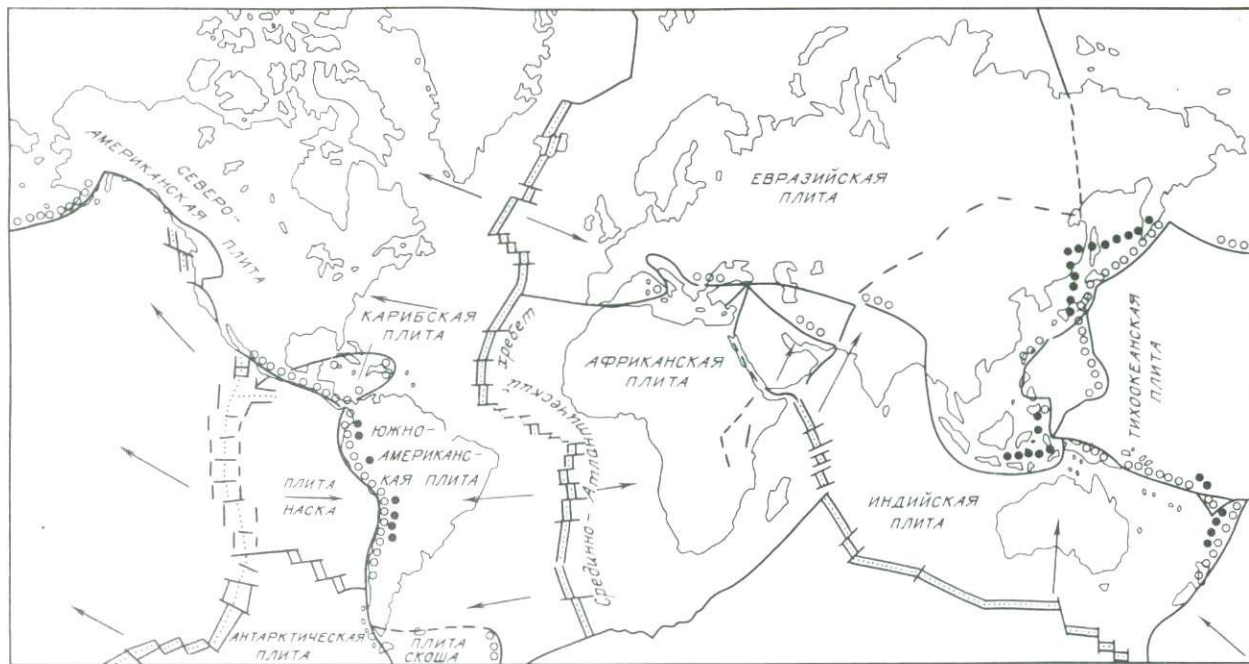


Рис. 2.8. Литосферные плиты и особенности строения их краевых зон. Плиты ограничены срединно-океаническими хребтами, трансформными разломами, системами желобов и зонами сжатия (молодые складчатые пояса). Скорости спрединга: ~ 1 см/год⁻¹ в Исландии, 9 см/год⁻¹ в экваториальной части Тихого океана. 1 — срединно-океанические хребты — зоны активного спрединга; 2 — трансформные разломы; 3 — направление спрединга (длина стрелки пропорциональна скорости спрединга); 4 — очертания континентов (современная береговая линия); 5 — мелкофокусные землетрясения (0 — 100 км) 6 — среднефокусные землетрясения (100 — 500 км); 7 — глубокофокусные землетрясения (≤ 700 км).

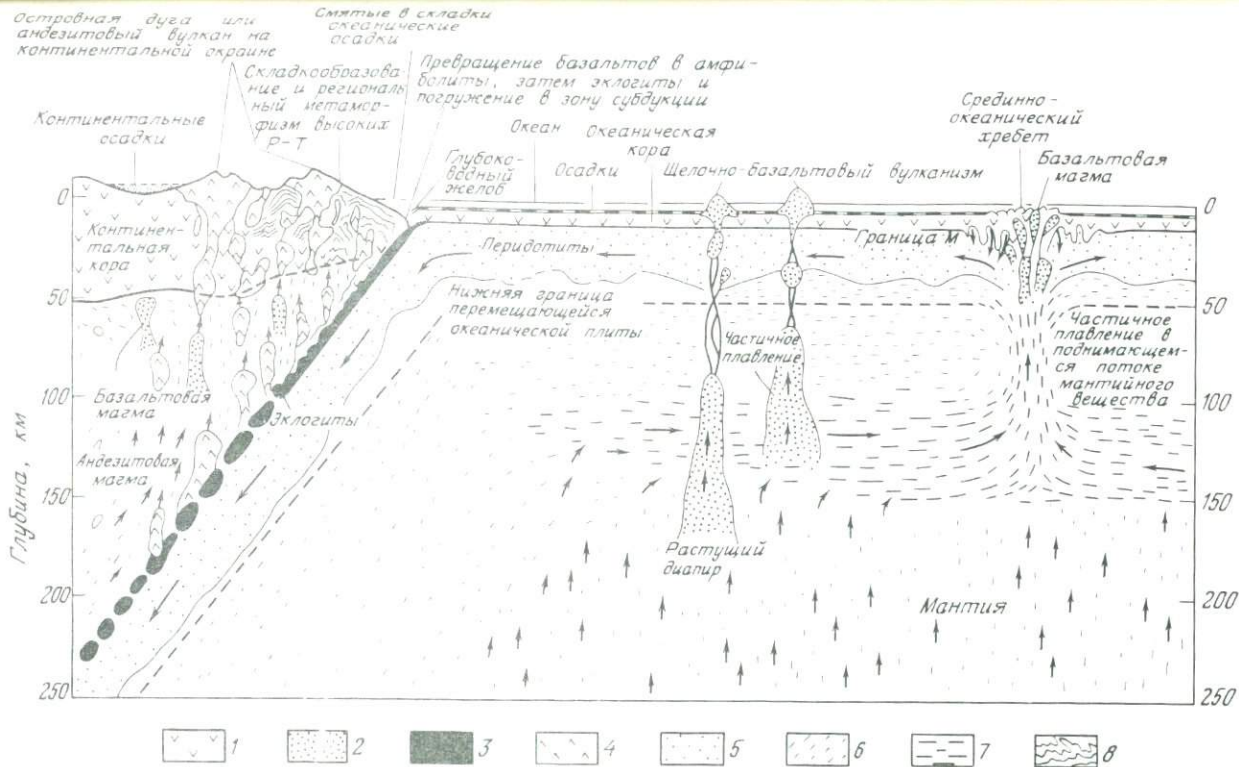


Рис. 2.9. Тектоника окраин плит: схематический разрез через срединно-океанический хребет (конструктивная граница) и зону субдукции (деструктивная граница). 1 — базальты или амфиболиты; 2 — базальтовая магма; 3 — эклогиты; 4 — известково-щелочные изверженные породы (андезиты); 5 — перидотиты; 6 — мантийные породы; 7 — частично расплавленная мантия; 8 — смятые в складки осадочные породы.



Рис. 2.10. Докембрийские щиты, платформенные чехлы и фанерозойские складчатые горные пояса. 1 – докембрийские щиты; 2 – платформенные чехлы; 3 - фанерозойские складчатые горные пояса.

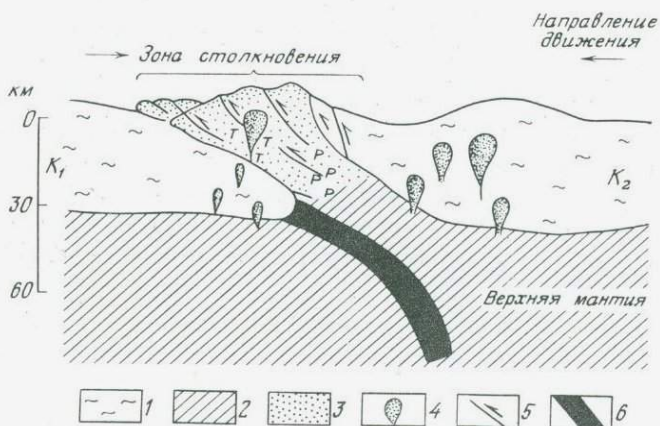


Рис. 2.11. Зона столкновения континентальных плит. K_1 и K_2 — континентальные плиты; T — метаморфизм высоких температур; P — метаморфизм высоких давлений; 1 — континентальная кора; 2 — породы верхней мантии; 3 — осадочные породы; 4 — магматические интрузии; 5 — пологие надвиги (стрелки показывают направление движения); 6 — океаническая кора.

жения магмы, образующейся в результате *частичного плавления* астеносферы. Новая литосфера распространяется в горизонтальном направлении от срединно-океанических хребтов по мере накопления в них вещества, и в конце концов эта литосфера (в основном океаническая) снова поступает в астеносферу, поглощаясь в *зонах субдукции* (рис. 2.9). Границы литосферных плит и их взаимодействие являются объектом изучения тектоники плит.

По модели тектоники плит горообразование (или орогенез) происходит в областях конвергенции (коллизии), или столкновения, двух плит. Конвергенция плит рассматривается в гл. 4. Важно подчеркнуть, что существует несколько различных типов конвергенции плит с присущими им характерными тектоническими особенностями. Считают, что такая горная цепь, как Гималаи (рис. 2.10), образовалась в результате столкновения двух континентальных плит — Индийской и Евразийской. При столкновении континентальных плит (схематически показанном на рис. 2.11) расположенный между ними океанический бассейн закрывается, а морские и океанические отложения вблизи континентов подвергаются сжатию. Когда же происходит окончательная конвергенция, сравнительная легкость (плавучесть) континентов препятствует их погружению в мантию. Вмес-

то этого по мере сжатия континентальных массивов кора утолщается по вертикали и сокращается по площади. Противодействие субдукции вызывает образование крупных надвиговых покровов и складок, шарьяжей и разломов, после чего происходит воздымание деформированных пород с образованием горной цепи. В утолщенной коре температура и давление возрастают; может иметь место частичное плавление, и породы подвергаются метаморфизму и интродуцируются гранитными плутонами. Зона столкновения плит отмечается границей, известной под названием шовной, или *сутурной, зоны*, где два ранее независимых континента объединяются в одно целое. Такие зоны часто рассматриваются как фиксирующие местоположение ранее существовавших океанов, исчезнувших при сочленении плит. Примерами крупных сутур могут служить Северные Гималаи и центральная зона Уральского хребта в СССР.

Источником энергии, движущей литосферные плиты, служит внутреннее тепло Земли, которым обусловлены как дрейф литосферных плит, так и процессы горообразования и метаморфизма. Эта проблема детально рассматривается в гл. 4.

Ступени (степень), зоны и фации метаморфизма. *Ступень метаморфизма* – термин, применяемый для описания относительной интенсивности метаморфизма в определенном районе. Ступень метаморфизма часто приравнивается к температуре, т.е. при низкой температуре образуются породы низкой ступени метаморфизма, а метаморфизм высоких ступеней происходит при сравнительно высоких температурах. Многие метаморфические породы низкой ступени, образовавшиеся из глинистых сланцев и аргиллитов (первоначально влажных, мелкозернистых осадочных пород), включают водосодержащие минералы, такие, как хлорит и мусковит. Некоторые реакции, связанные с повышением ступени метаморфизма или, иначе говоря, с прогрессивным метаморфизмом, влекут за собой дегидратацию названных минералов, т.е. удаление содержащейся в них воды. Новые минеральные ассоциации высокой ступени метаморфизма безводны и стабильны при высоких температурах. Термином "ступень" можно пользоваться для определения относительной интенсивности метаморфизма при постоянной температуре, но постепенно возрастающем давлении.

Прогрессивная метаморфическая последовательность минералообразования в определенном районе при полевоом картировании может быть подразделена на *метаморфические зоны*, или зоны различ-

ной ступени метаморфизма. Каждая метаморфическая зона характеризуется появлением типоморфного минерала или *минерала-индекса*. Минералы-индексы отмечают ту или иную степень метаморфизма пород, т.е. позволяют выявлять метаморфические зоны. Линии на карте, разделяющие отдельные метаморфические зоны, называются *изоградами*, т.е. линиями одинаковой степени метаморфизма. Изограды отмечаются на карте в местах первого появления минерала-индекса в пределах конкретной зоны. Например, хлоритовая зона на юго-востоке Шотландских нагорий содержит в качестве минерала-индекса хлорит (рис. 3.18). Следующая, более высокая степень метаморфизма в этих породах отмечается биотитовой зоной, в которой минералом-индексом является биотит. Граница поля его появления отмечена биотитовой изоградой, разделяющей на карте биотитовую и хлоритовую зоны.

Одним из недостатков подобного выделения метаморфических зон является то, что образование минералов-индексов во многом предопределяется химизмом исходных пород. Так, в песчанике, состоящем на 100 % из кварца, не может образоваться биотит ни при какой степени метаморфизма: в нем просто нет необходимых для биотита химических элементов. Нередко оказывается, что для оценки степени метаморфизма целесообразно использовать не отдельные минералы, а минеральные ассоциации в целом, поскольку минеральная ассоциация, развивающаяся в метаморфической породе, зависит от химического состава исходной породы, а также от $P - T$ -условий и наличия флюидов. На примере Шотландских нагорий можно видеть, что выделение метаморфических зон первоначально основывалось на появлении минералов-индексов в метаморфизованных глинистых сланцах и аргиллитах, поскольку исходный состав этих осадочных пород особенно чувствителен к изменениям условий метаморфизма. Другим фактором, который следует учитывать, является тонкозернистая структура осадков. Поскольку метаморфические минералы растут в них быстрее, чем, например, в песчанике, они более удобны для определения степени метаморфизма.

Метаморфическая фация определяется как набор, или совокупность, метаморфических минеральных ассоциаций, сопряженных в пространстве и во времени, что проявляется в тесной взаимосвязи составов минеральной ассоциации и породы. Термин "метаморфическая фация" – минералогический; он охватывает минеральные ассоциации или ти-

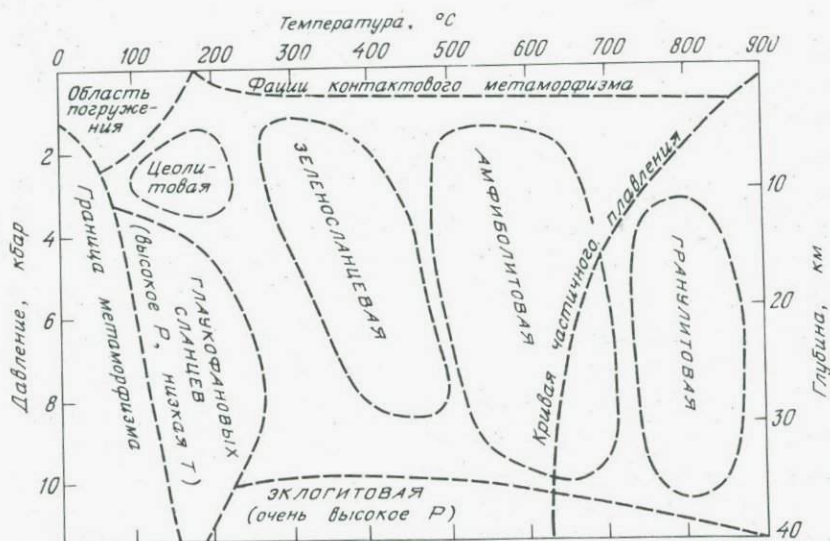


Рис. 2.12. Положение различных фаций регионального метаморфизма на диаграмме $P-T$ (P — давление, T — температура).

пы пород, сформировавшиеся в одном *широком* интервале температур и давления. Это означает, что породы идентичного химического состава имеют одинаковые минеральные ассоциации, если они принадлежат к одной метаморфической фации. Понятие метаморфических фаций использовалось для того, чтобы дать общую классификацию $P-T$ -условий метаморфизма, но следует подчеркнуть, что этот термин был введен для описания минеральных ассоциаций, а не условий или процессов (рис. 2.12). Как и в случае метаморфических зон, классификация пород по фациям метаморфизма правомерно может использоваться только в случае наличия пород соответствующего состава. Другим недостатком схемы фаций является то, что в ней непосредственно не учитывается изменение состава флюидов или флюидного парциального давления. Те фации, которыми обычно пользуются (гл. 3), применимы к ситуациям, где вода является единственным флюидом и парциальное давление воды приравнивается к общему давлению в период метаморфизма. Такие случаи очень специфичны и в большинстве своем встречаются крайне редко. Частое несоответствие между метаморфическими фациями и реально существующими ассоциациями пород привело к тому, что в последние годы эта концепция почти не применяется. Однако если допустить, что интервал

$P - T$ -условий некоторых фаций очень широк, то можно использовать схему метаморфических фаций при рекогносцировочном картировании обширного региона в качестве основы для последующих более детальных исследований.

Классификация метаморфических процессов. Как указывалось выше, факторы, контролирующие метаморфизм, т.е. давление, стресс, температура и парциальное давление флюидов, постоянно изменяются в земной коре. Исходя из этого, метаморфизм следует рассматривать как непрерывный длительный геологический процесс, при котором возможные комбинации контролирующих факторов ведут к появлению целой серии типов метаморфизма. Для удобства в ней выделяются конечные члены. Традиционно выделяются три типа метаморфизма: термальный (контактовый), динамический и региональный. Однако эта классификация несовершенна, поскольку в ней не учитывается значительное взаимное перекрытие указанных типов метаморфизма. Например, определенные динамометаморфические породы в зонах разломов содержат минеральные ассоциации, которые встречаются и в регионально-метаморфизованных породах. В случае внедрения гранитов в коровые породы под большим тектоническим давлением минеральные ассоциации в контактово-метаморфизованных породах ореола могут оказаться идентичными ассоциациям регионально-метаморфизованных пород. В последнем случае причиной возникновения необычных контактовых минеральных ассоциаций было интенсивное ориентированное давление (стресс). Недостатком традиционной схемы является и то, что в ней региональный метаморфизм слишком широк по диапазону. Классическая схема построена с учетом давления и температуры, стресс же и состав флюидов, а также парциальное флюидное давление в ней не принимаются во внимание. Региональный метаморфизм развивается в широком интервале давлений и температур. Эти проблемы рассматривались уже в гл. 1, где отмечалось, что наиболее удовлетворительное подразделение метаморфизма по характеру ведущих процессов основано на учете всех изменяющихся факторов. Такой подход позволяет выделить метаморфические серии высокой температуры, низкого общего давления, слабого стресса и переменного парциального давления флюидов, что эквивалентно подразделению термального регионального метаморфизма. Таким образом, в широком диапазоне регионального метаморфизма удобно выделить подразделы, что больше соответствует реальным условиям, существующим в земной коре различных тектонических регионов.

Краткое содержание. Основной причиной метаморфизма является тепло Земли, возникающее в результате распада радиоактивных элементов в земной коре, и тепло, поднимающееся из мантии в основание коры. Перенос тепла в твердой литосфере происходит путем теплопроводности, а в верхней мантии – путем конвекции в вязкой полутвердой массе. Тепловой поток варьирует в различных геологических обстановках: наибольшей величины он достигает в активных океанических вулканических поясах, а наименьшей – в пределах стабильных древних континентальных платформ.

Другими факторами, влияющими на метаморфизм, являются давление, увеличивающееся с глубиной, деформация и парциальное давление флюидов (главным образом H_2O и CO_2).

Метаморфические реакции происходят в результате изменения свободной химической энергии системы. Реакции продолжаются до тех пор, пока не установится равновесие между фазами системы при определенных температуре и давлении с образованием метаморфических минеральных ассоциаций, характерных для этих условий. Скорости реакций контролируются химическим составом пород, размером зерен, наличием и составом флюидов, температурой и давлением.

Процессы метаморфизма протекают в твердых породах (поскольку кристаллы характеризуются наименьшим уровнем свободной энергии), причем имеют место образование зародышей кристаллов и последующий рост зерен (новых и существовавших ранее) минеральных фаз. Привнос вещества вызывает рост кристаллов в результате диффузии в твердой среде, в основном по границам зерен. При высоких температурах имеет место перекристаллизация, которая происходит под действием высвобождающейся тепловой энергии при деформации пород.

Метаморфические процессы в основном приурочены к континентальной земной коре и протекают в складчатых поясах, где тесно ассоциируются изверженные, осадочные и метаморфические породы. В этих поясах развиты сложнодеформированные и метаморфизованные осадочные породы, в глубоких горизонтах которых часто присутствуют интрузии магматических пород. Складчатые пояса возникают в результате столкновения литосферных плит. Континентальная кора в зоне столкновения утолщается, сжимается и сминается в складки. При этом давление, температура и степень деформации возрастают, в результате чего породы испытывают метаморфизм.

Комплекс прогрессивно-метаморфизованных пород можно условно подразделить на метаморфические зоны, характеризующиеся определенными минералами-индексами. Интенсивность метаморфического изменения или проявление метаморфической зональности определяются составом исходных пород.

Метаморфические фации – это ряд минеральных ассоциаций (типов пород), которые формируются примерно в одинаковых условиях давления и температуры. Состав минеральных ассоциаций в основном предопределяется первоначальным составом пород.

Поскольку факторы, контролирующие метаморфизм, непрерывно меняются, метаморфизм представляет собой непрерывный процесс, который для удобства может быть подразделен на несколько серий. Классическое подразделение метаморфизма таково: термальный (контактовый), динамический и региональный. Они происходят соответственно: при высокой температуре – низком давлении и небольших деформациях; при изменяющихся температуре и давлении и сильных деформациях; при высоких температуре и давлении и деформациях разной степени интенсивности.

УПРАЖНЕНИЯ

1. Почему многие метаморфические породы имеют параллельную ориентировку минеральных зерен?
2. Как можно составить представление о температуре в недрах земной коры?
3. Назовите области применения радиоактивных изотопов (например, в медицине, энергетике, геологии).
4. В разные сосуды налейте воду, патоку, глицерин и смолу. Поочередно опустите в каждый из них стальной шарик из шарикоподшипника. Отметьте время, потребовавшееся для того, чтобы шарик погрузился на одну и ту же глубину в каждом из этих веществ. Какое вещество наиболее вязкое, а какое наиболее жидкое?
5. Какое влияние может оказать температура на вышеописанный эксперимент?
6. К концам стальной и медной проволоки, а также резинового шнура равного сечения и длины привяжите одинаковые грузы. Отметьте, насколько каждый материал увеличился в длину. Разделив вес на величину растяжения, вы получите цифру, постоянную для каждого материала. Это модуль упругости, или коэффициент линейной деформации.
7. Используя данные табл. 2.4, постройте график изменения теплового потока во времени для океанической коры. Сравните его с графиком рис. 2.2. Есть ли сходство и чем оно обусловлено?

Метаморфические образования I

В этой и следующей главах дается характеристика областей распространения метаморфических пород с точки зрения их соотношений, наблюдаемых в обнажениях, и метаморфических процессов. Здесь используется традиционное разделение метаморфизма на контактовый, динамический и региональный наряду с их эквивалентами по условиям давления, температуры, ориентированного давления, или стресса, и парциального давления флюидов (гл. 2).

Контактный метаморфизм. На небольших глубинах земной коры источниками тепла, вызывающими контактовый метаморфизм, являются массы горячей магмы (т.е. магматические интрузии), которые локально повышают температуру коровых пород. Связанные с интрузиями термальные эффекты ограничены зонами их контакта с вмещающими породами. Многие интрузии по мере остывания выделяют горячие флюиды в окружающие породы, и эти флюиды также могут играть важную роль в формировании новых минералов. Как указывалось выше, тепло окружающим породам передается путем теплопроводности. Наиболее важными факторами, определяющими интенсивность термального метаморфического воздействия на вмещающие породы, являются размер интрузии и начальная температура магмы, которая в свою очередь определяется типом интрузии — температура основных магм выше температуры кислых. Размеры магматических интрузий колеблются от огромных батолитов до незначительных по величине тел, таких, как некки, силлы и дайки. Метаморфическое воздействие батолита распространяется на значительно большие расстояния от его границ, чем воздействие дайки. Это можно пояснить на конкретном примере. Используя данные, приведенные в табл. 3.1, постройте график изменения температур вмещающих пород с удалением от границ интрузии. В результате вы получите три кривые для вещественно различных магм. Цифры даны для плутонов диаметром 5 км, внедрившихся на глубине 5 км от дневной поверхности, где температура вмещающих пород до внедрения была

Т а б л и ц а 3.1. Изменение температуры магм и вмещающих пород с удалением от магматических интрузий (диаметр — 5 км, глубина — 5 км)

Состав магмы	Температура интрузии, °С	Температура на контакте	Температура с удалением от контакта		
			0,5 км	1,0 км	2,5 км
Габбро	1200	875	775	700	550
Сиенит	900	700	625	550	450
Гранит	800	650	575	500	425

около 150°С. Предлагаемый масштаб: 4 см по горизонтали = 1 км, 1 см по вертикали = 100°С. При построении графика следует учитывать данные о температуре вмещающих пород. Сравните свой график с графиком на рис. 3.1. На последнем показана дополнительная кривая уменьшения температуры с удалением от меньшей по размерам интрузии гранита (1 км в диаметре). Обратите внимание на форму четырех кривых: вначале они изогнуты несколько круче, а затем становятся более пологими. В дальнейшем мы вернемся к этому графику.

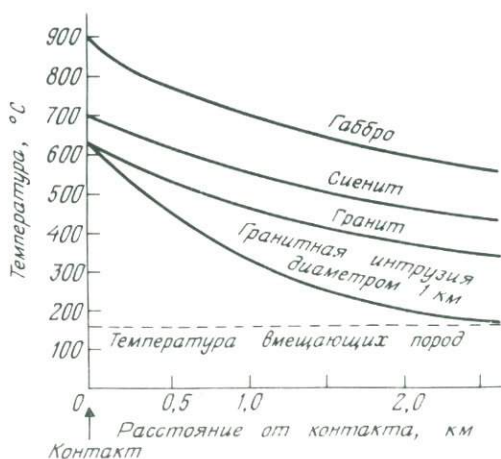


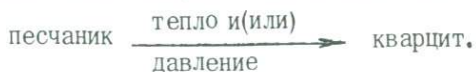
Рис. 3.1. Изменение температуры с удалением от контактов магматической интрузии.

Породы, примыкающие к магматической интрузии, нагреваются, и если магматическое тело достаточно велико, то подъем температуры вмещающих пород будет продолжаться достаточно долго, способствуя протеканию минеральных реакций. Породы в контакте с небольшими магматическими телами — маломощными дайками и силлами — не претерпевают больших изменений: они просто уплотняются и отвердевают, причем часть цемента осадочных пород перекристаллизовывается и связывает зерна первичных минералов. Крупные плутоны, напротив, вызывают появление широкого *контактового ореола*, внутри которого вмещающие породы испытывают термальный метаморфизм. В контактовых ореолах можно выделить несколько *зон* повышения температуры по мере приближения к плутону. Так, вмещающие породы вокруг интрузии диаметром, скажем, 5 км будут оставаться очень горячими в течение нескольких десятков тысяч лет, т.е. достаточно долго для завершения химических реакций, что позволяет достичь физико-химического равновесия между новообразованными минералами.

Контактовый метаморфизм пелитовых пород. *Пелитовыми* обычно называются метаморфизованные глинистые осадочные породы (глинистые сланцы и аргиллиты), хотя некоторые авторы применяют этот термин и для неметаморфизованных пород¹⁾. Главными составляющими аргиллитовых пород являются слюда, глинистые минералы, кварц, железорудные минералы, углеродсодержащие соединения, иногда карбонаты. Глинистые сланцы и аргиллиты — очень тонкозернистые породы и содержат большое количество минеральных зерен, являющихся продуктами разрушения полевого шпата, слюды, пироксена, оливина, рудных минералов, органического вещества, а также кварца, который является наиболее устойчивым минералом. Многие зерна гидратированы, т.е. в их кристаллической решетке присутствует вода. Такое вещественное разнообразие указывает на присутствие различных химических элементов — потенциальных ис-

¹⁾ В отечественной литературе пелитами называются *рыхлые* глинистые осадки микрозернистого сложения (0,01 — 0,001 мм), богатые водой. В результате уплотнения, дегидратации и цементации в процессе диагенеза осадок преобразуется в глинистый сланец и далее отвердевает, превращаясь в тонкосланцеватую породу — аргиллит. Так как эти изменения происходят при нормальных температуре и давлении, аргиллиты не относятся к собственно метаморфическим породам. — *Пркм. ред.*

точников образования в процессе метаморфизма большого количества различных минералов за счет исходного аргиллитового или глинисто-сланцевого субстрата. В табл. 3.2 дан перечень компонентов типичной аргиллитовой породы. В отличие от этой породы в песчанике содержится только кварц (SiO_2), поэтому при его метаморфизме может образоваться только кварцит, т.е. процесс идет по схеме



Кварцит отличается от песчаника по структуре, но не по составу.

Минеральные частицы в аргиллитах очень малых размеров, т.е. каждое зерно имеет относительно большую площадь поверхности, а поскольку химические процессы при метаморфизме протекают преимущественно по границам зерен, реакции могут идти быстро, тем более, что зерна тесно примыкают друг к другу и подвергаются воздействию таких флюидов, как вода. Глинистые сланцы и аргиллиты весьма чувствительны к воздействию тепла, и новые минералы формируются при возрастающих температурах (рис. 3.2). В связи с тем что в процессе метаморфизма аргиллитов образуется большое число новых минералов, их особенно удобно использовать для определения величин давлений и температур. В песчаниках же наблюдаются только структурные, а не минералогические изменения. Поскольку изменения в песчаниках менее чувствительны к температурному воздействию, чем минералогические в аргиллитовых породах, песчаники не являются надежными индикаторами ступени метаморфизма.

В качестве примера ореола контактового метаморфизма в пелитовых породах нередко приводится ореол Скиддо, окружающий гранитный массив девонского возраста, который прорывает ордовикские

Т а б л и ц а 3.2. Основные компоненты аргиллитовых пород

Кремнезем	} обогатены глиноземом
Слюды	
Глины	
Оксиды, гидроксиды и сульфиды железа	
Карбонаты, хлориды, сульфаты	
Углерод (графит, органические остатки)	
Вода, уголекислота, сера, хлор	

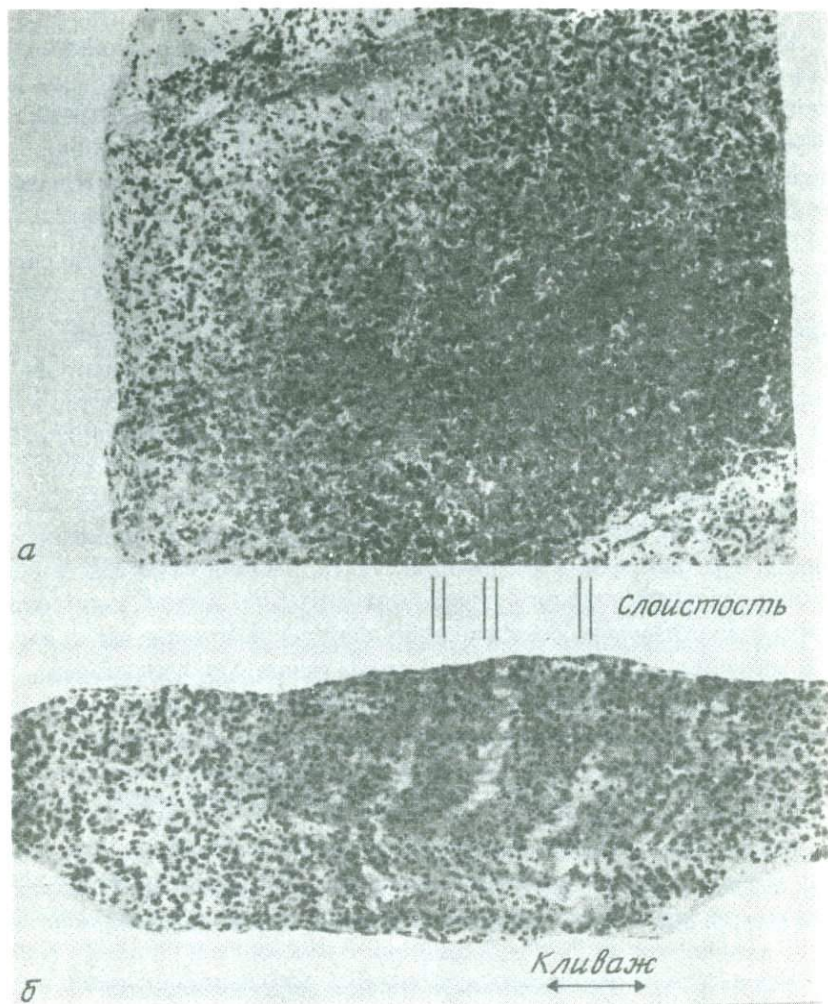


Рис. 3.2. Образец пятнистых сланцев. Пятна представляют собой темные округлые включения диаметром около 1 мм. а — вид поверхности кливажа с беспорядочным расположением пятен; б — образец под прямым углом к плоскости (а), видны нечеткий горизонтальный кливаж и вертикально-сложенная слоистость, при этом пятна расположены под углом к поверхности кливажа. Их размещение отчасти контролируется химическим составом отдельных слоев.

аспидные сланцы в Озерном округе (Англия). Гранитный батолит имеет форму овального купола размером примерно 10×6 км с широким приконтактовым ореолом (рис. 3.3). По ширине ореола можно предпо-

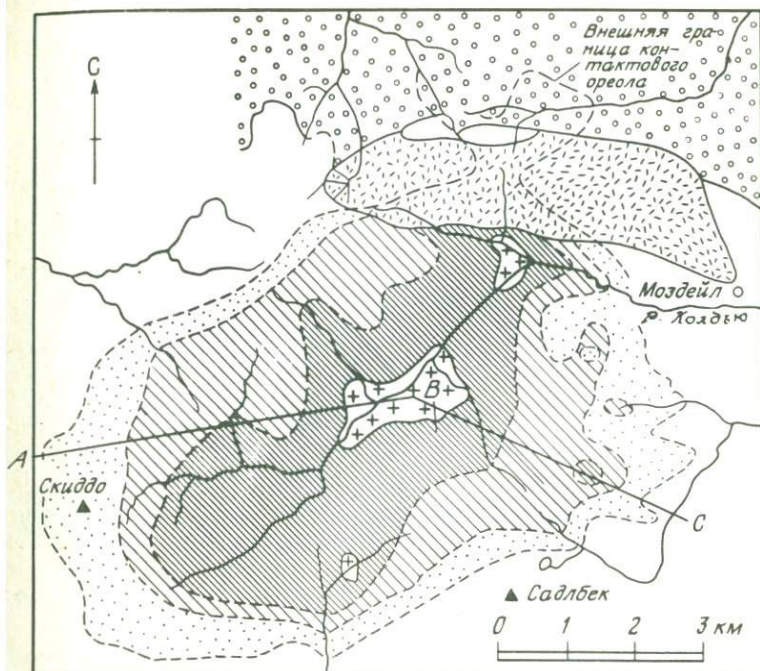


Рис. 3.3. Контактный ореол вокруг гранитов Скиддо (Озерный округ). 1 — граниты Скиддо; 2 — комплекс Керрок-Фел (преимущественно габбро); 3 — вулканиты Борроудейл; 4 — сланцы Скиддо (контактный метаморфизм не проявлен). Метаморфические зоны в сланцах Скиддо: 5 — внешняя зона пятнистых сланцев; 6 — зона андалузитовых сланцев; 7 — зона роговиков.

ложить, что кровля купола находится близко от современной эрозионной поверхности. Породы, окружающие ореол, представлены мусковит-хлоритовыми сланцами с четко выраженным кливажем сланцеватости, которые до внедрения гранитной магмы были деформированы

и регионально-метаморфизованы при низких температуре и давлении. Метаморфические зоны в ореоле Скиддо образуют прогрессивную метаморфическую серию, указывающую на возрастание температуры по мере приближения к контакту интрузии:

постепенно возрастающая температура	↓	неизменные породы (сланцы Скиддо)
		внешняя зона пятнистых сланцев
		средняя зона андалузитовых сланцев
		внутренняя зона роговиков
		изверженная порода (граниты Скиддо)

В породах зоны *пятнистых сланцев*, несколько более крупнозернистых, чем сланцы Скиддо, наблюдаются небольшие темные пятна. Этот характерный признак возникает в результате скопления вокруг центров кристаллизации тонкорассеянного органического вещества или железорудных микровключений, формирующих округлые или овальные скопления. В средней зоне появляются порфиробласты андалузита и кордиерита. Андалузит — Al_2SiO_5 — один из трех членов полиморфного "семейства" глиноземистых минералов (гл. 1). Его кристаллы легко различаются по своей призматической форме с квадратным сечением и светлой окраске. На низких ступенях метаморфизма в андалузите часто встречаются углистые включения, образующие темный крест; эта разновидность известна под названием *хиастолита* (рис. 3.4). В породах более высоких ступеней метаморфизма включения исчезают — они либо удаляются из кристалла, либо абсорбируются кристаллической решеткой андалузита при более высоких температурах.

Ближе к магматической интрузии, во внутренней контактовой зоне метаморфического ореола, исходная порода — аспидный сланец — полностью перекристаллизована в твердую, легко колющуюся, мелко- и среднезернистую породу, которая называется роговиком. Такое строение породы объясняется тем, что зерна кварца несколько увеличены в размерах и крепко спаяны друг с другом. В умеренно метаморфизованных роговиках наиболее часто встречаются биотит, кордиерит и кварц. Эти породы обычно имеют стеклянный блеск вследствие перекристаллизации кварца. Во внутренней контактовой зоне зернистость пород вновь увеличивается и роговики становятся более массивными, чем исходные сланцы, так как последние в процессе перекристаллизации частично утрачивают кливажную сланце-

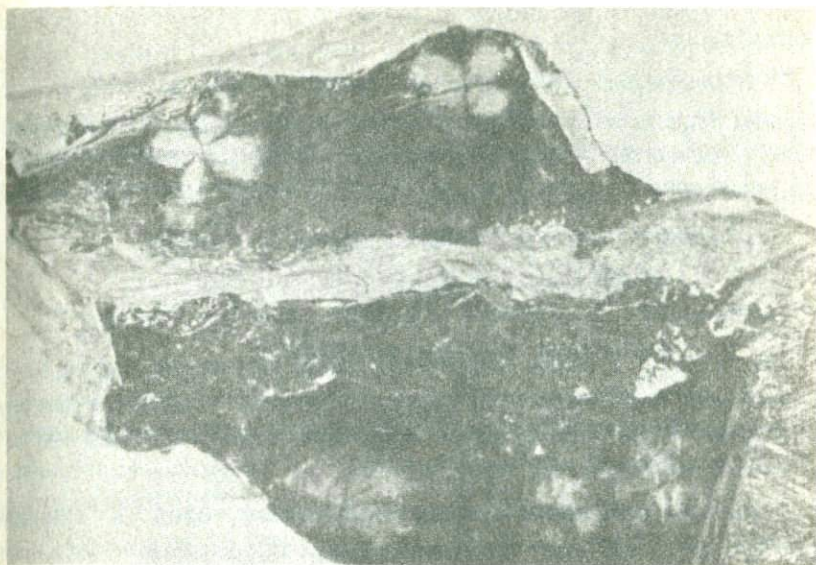


Рис. 3.4. Хиастолит с крестовидными включениями.

важность, что обусловлено беспорядочным прорастанием зерен кварца через плоскости кливажа. Структура роговиков *гранобластовая*, т.е. кристаллы кварца изометричны и тесно примыкают друг к другу, образуя мозаику (рис. 3.5). Гранобластовые структуры часто указывают на то, что минералы достигли состояния равновесия.

В породах ореола Скиддо наряду со структурными изменениями наблюдаются и минералогические. Минеральная ассоциация сланцев

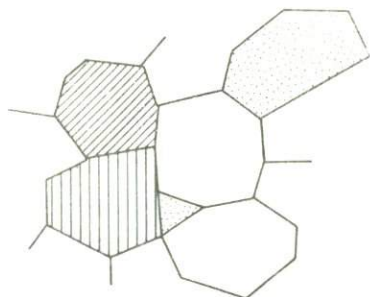


Рис. 3.5. Гранобластовая структура. Зерна почти изометричные, кристаллы взаимно ориентированы под углом 120° .

Скиддо такова:

хлорит + глинистые минералы + кварц.

Первым в процессе контактового метаморфизма образуется биотит, затем – андалузит и кордиерит; в целом для пород контактового ореола характерны следующие ассоциации метаморфических минералов:

биотит + хлорит + глинистые минералы + кварц
(низкотемпературная ассоциация),

кордиерит + андалузит + мусковит + биотит + кварц
(высокотемпературная ассоциация).

В высокотемпературной ассоциации хлорит отсутствует, его место здесь заняли новые минералы, т.е. в процессе химических реакций компоненты хлорита вошли в их состав.

Контактный метаморфизм карбонатных пород. К типичным карбонатным осадочным породам относятся кальцитовые известняки, доломитовые известняки и известковые глинистые сланцы с примесями. Кальцит – это карбонат кальция CaCO_3 , а доломит – карбонат кальция и магния, формула которого $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Основные компоненты карбонатных пород приведены в табл. 3.3.

Карбонатные породы в результате термального воздействия превращаются в различные виды мраморов и скарнов. Из кальцитового известняка образуется равномернозернистый белый мрамор, в котором кристаллы кальцита тесно связаны между собой. Доломитовый

Т а б л и ц а 3.3. Основные компоненты карбонатных пород

Типы пород	Компоненты
Кальцитовые известняки	Карбонат кальция
Доломитовые известняки	Карбонат кальция и магния
Известковые глинистые сланцы	Карбонат кальция (магния), кремнезем, глинистые минералы (обогащены глиноземом), углерод, различные сульфиды

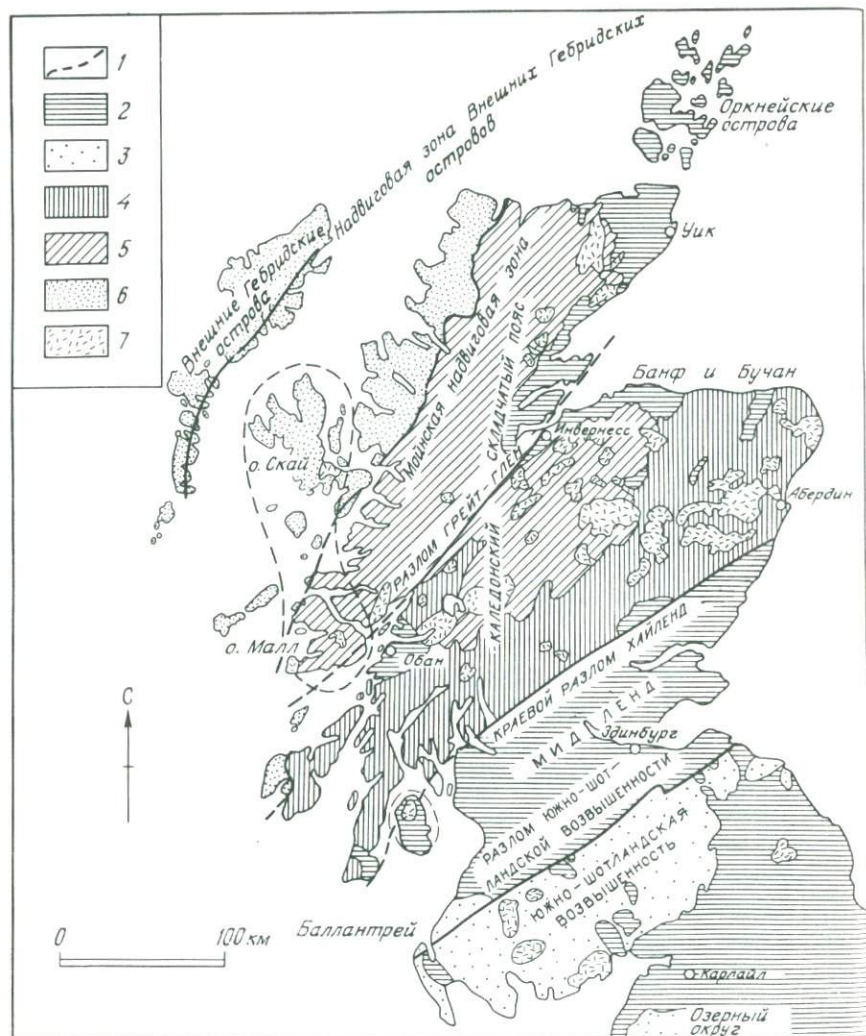


Рис. 3.6. Тектоническое строение Шотландии. 1 — область третичных вулканитов; 2 — верхнепалеозойские породы; 3 — нижнепалеозойские породы; 4 — Далрэдская серия; 5 — Мойнская серия; 6 — преимущественно льюисские гнейсы и торридонские песчаники; 7 — крупные гранитные интрузии.

Примером контактового ореола в карбонатных породах может служить ореол, окружающий граниты Бейн-ан-Дуих на юге острова Скай, Внутренние Гебридские острова, Шотландия (рис. 3.6). Эти граниты, входящие в состав интрузивной серии третичного возраста,

внедрились в кембрийские доломитовые известняки, содержащие кремнистые (SiO_2) конкреции. На контакте с гранитом доломит подвергся изменению с образованием следующей ассоциации:

кальцит (CaCO_3) + периклаз (MgO).

Уравнение этой реакции приведено выше. Взаимодействие кремнезема кремнистых конкреций с доломитом известняков привело к формированию новых минералов, при этом последние часто образуют *реакционные оторочки* вокруг ядер конкреций. Последовательность минералообразования, отражающая повышение ступени метаморфизма, такова:

талк → амфибол → пироксен → оливин → периклаз → волластонит.
(низкая ступень) (высокая ступень)

При детальном изучении этой последовательности обнаруживается, что талк и амфибол, сформировавшиеся на низкой ступени метаморфизма, являются водосодержащими, т.е. для их образования из кремнезема и доломита необходимо присутствие воды, тогда как минералы, возникшие при более высоких температурах, *безводные*, т.е. в процессе прогрессивного метаморфизма вода исчезла. Итак, ореол Бейн-ан-Дуих служит примером прогрессивной дегидратации и декарбонизации пород при возрастании температуры и соответственно ступени метаморфизма.

Динамометаморфические породы. Динамометаморфические породы, подобно породам контактового метаморфизма, имеют локальное распространение. Они приурочены к узким тектоническим зонам **вблизи надвигов и разломов**. Высокое скальвающее напряжение, возникающее в зонах сбросов и разломов, приводит к разрушению пород. Тепло трения, генерированное в зоне разломов, может повысить температуру разрушаемых пород, но при этом окружающие породы не нагреваются в региональном масштабе. Высокие скальвающие напряжения могут быть кратковременными или действовать в течение миллионов лет, как, например, в зоне разломов Сан-Андреас в Калифорнии или в зоне надвига Мойн и в зоне разломов Грейт-Глен в Северной Шотландии (рис. 3.6). Динамометаморфизм происходит в условиях высокого общего и одностороннего давлений, высокого парциального давления флюидов и различных температур. Во многих случаях вода играет кардинальную роль в метаморфических процессах, связанных с указанными тектоническими зонами.

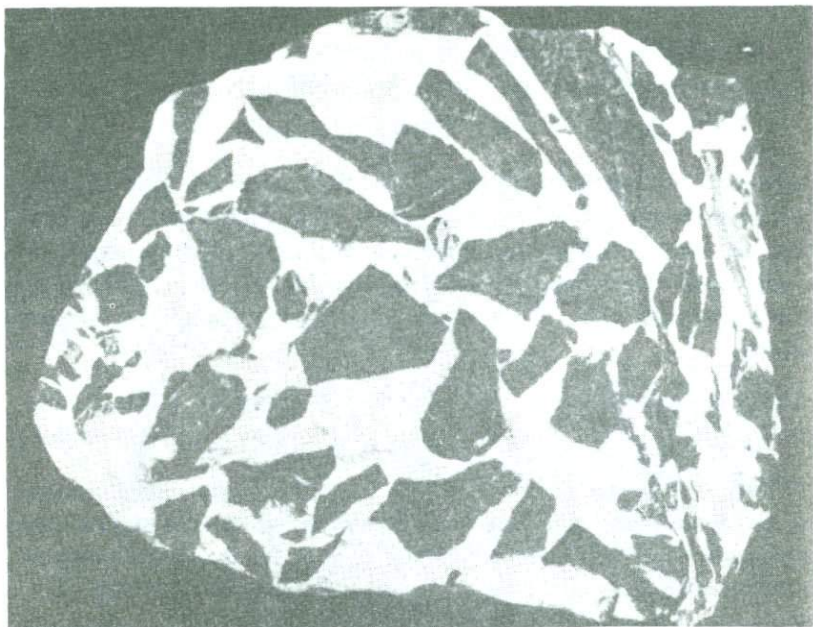


Рис. 3.7. Образец тектонической брекчии; угловатые обломки сцементированы кальцитом.

Раздробленные породы в зонах разломов известны под названием тектонических брекчий. Они состоят из угловатых обломков, заключенных в массу тонко размельченных или размолотых пород, сцементированных кварцем или кальцитом (рис. 3.7). Поскольку в зонах разломов флюиды сравнительно свободно перемещаются вдоль границ зерен и через поры, трещинки и разрывы, они могут переносить большие количества кремнезема, карбонатов и других веществ. Тектонические брекчии обычно не перекристаллизованы и, строго говоря, не подходят под данное выше определение метаморфических пород.

В качестве примера динамометаморфизма рассмотрим породы и структуры надвиговой зоны Внешних Гебридских островов (Шотландия) (рис. 3.6 и 3.8) с позиций метаморфических процессов.

Эта тектоническая зона представляет собой огромный разлом, образовавшийся в конце *каледонской орогении* и проходящий вдоль восточного побережья Внешних Гебридских островов. Структура пересекает гнейсы биотит-роговообманково-кварц-полевошпатового состава, относящиеся к Льюисскому гнейсовому комплексу. Надвиговая

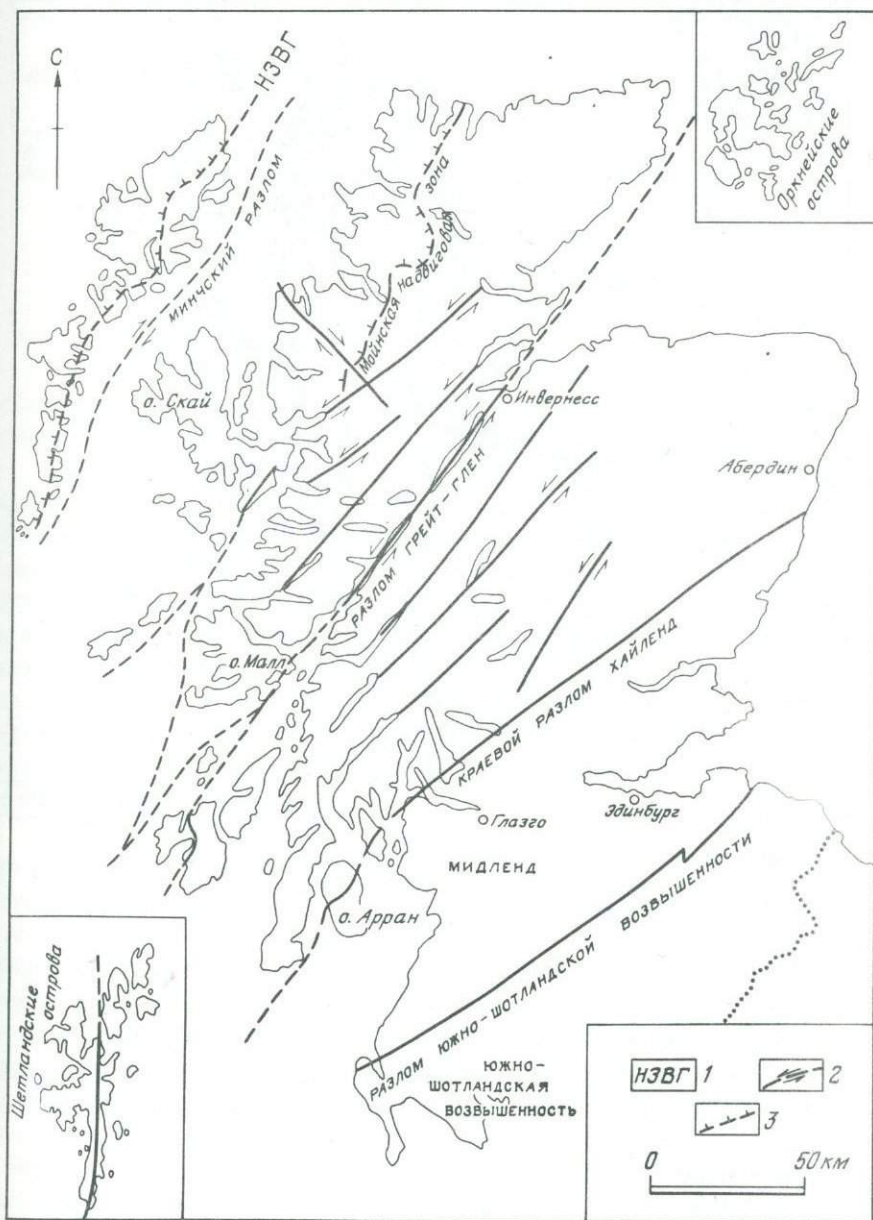


Рис. 3.8. Главные зоны разломов и надвигов Шотландии. 1 — НЗВГ (надвиговая зона Внешних Гебридских островов); 2 — направление смещения; 3 — основание надвига.

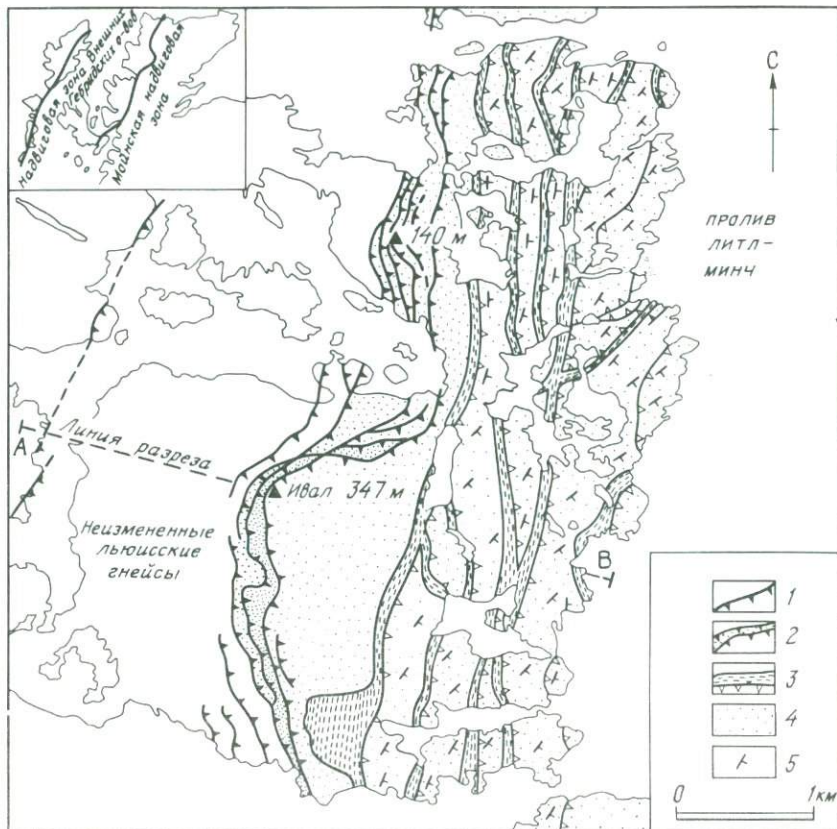


Рис. 3.9. Фрагмент надвиговой зоны Внешних Гебридских островов. 1 — надвиг; 2 — зона дробления; 3 — сколовый пояс; 4 — сложная зона дробления; 5 — сланцеватость в милонитах.

тектоническая зона шириной до 30 км состоит из поясов брекчий, раздробленных пород, кварцевых милонитов и листоватых слюдястых милонитов, ориентированных параллельно надвигу (рис. 3.9). Ниже основания главного надвига установлено несколько параллельных небольших надвигов, в которых развиты *псевдотахилиты*; число последних увеличивается с приближением к основанию надвига (рис. 3.10). Псевдотахилит — это черная стекловидная разломная порода, которая, как полагают, образовалась при плавлении гнейсов и имеет химический состав кислой изверженной породы. В поле псевдотахилит



Рис. 3.10. Схематический разрез по линии АВ (рис. 3.9).

обычно встречается в виде небольших маломощных даек и системы жил, беспорядочно пересекающих гнейсы.

Очень высокие температуры (по меньшей мере 800°C), необходимые для плавления гнейсов, достигаются за счет тепла трения, генерируемого при быстром скольжении (относительно друг друга) жестких блоков гнейсов по трещинам скалывания. В некотором смысле псевдотацилит представляет собой магматическую разломную породу, в формировании которой важную роль играла, по-видимому, флюидная фаза. Образование такого типа разломных пород с отчетливо выявляемыми в поле интрузивными особенностями определяется теплом трения и эксплозивным быстрым высвобождением накопленной энергии стресса с преобразованием ее в тепловую энергию в сочетании с обильной газовой фазой.

Выше основания надвига развита серия милонитовых поясов шириной до 50 м, которые пронизывают и рассекают зону дробления гнейсов (тектонических брекчий). Милонитовые пояса характеризуются четко выраженной *сланцеватостью*, параллельной их границам. Они называются *сколовыми поясами*, потому что их происхождение связано с возникновением *сдвигового напряжения* (скола), которое представляет собой силу, деформирующую тело и перемещающую его части относительно друг друга (в отличие от напряжений сжатия и разрыва) (рис. 3.11). Породы в сколовых поясах, о которых идет речь, под воздействием сдвигового стресса деформировались пластично. *Пластичная деформация* пород контролируется температурой и величиной стресса. При высоких температурах и общем давлении и относительно низком уровне стресса породы обычно деформируются пластично.

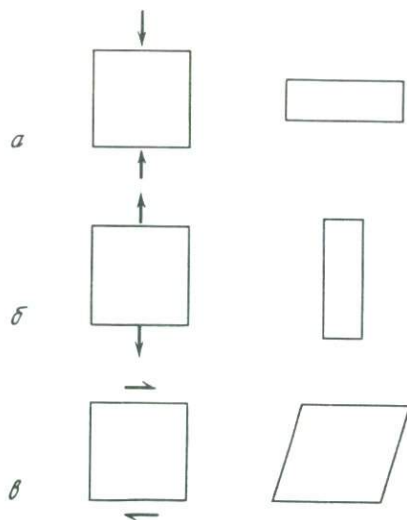


Рис. 3.11. Деформации сжатия (а), растяжения (б) и скалывания (в). Квадраты слева – состояние до деформации, справа – после деформации.

точно, и, наоборот, чем ниже температура и неориентированное давление и чем выше уровень стресса, тем более вероятно, что данная порода будет вести себя как хрупкая. Хрупкая деформация вызывает взламывание, раскалывание пород на обломки и размалывание зерен минералов, тогда как пластичная деформация означает деформацию отдельных минеральных зерен, обусловленную скольжением вдоль определенных плоскостей кристаллической решетки, двойникованием и процессом атомно-молекулярной диффузии. Повышенные температуры и более низкое ориентированное давление благоприятствуют внутрикристаллическому скольжению и атомной диффузии (т.е. это процессы термально-активированные).

В надвиговой зоне Внешних Гебридских островов породы и их петроструктуры можно разделить на две группы, отражающие два разных процесса и характер поведения пород коры во время формирования этого надвига. Тектонические брекчии и псевдотахилиты, проявляющие беспорядочную текстуру, образовались в процессе дробления упругодеформирующихся пород. Упругой называется деформация, в результате которой порода восстанавливает свои первоначальные размер, форму и объем при снятии напряжения, т.е. деформация исчезает при снятии стресса. Если приложенный стресс боль-

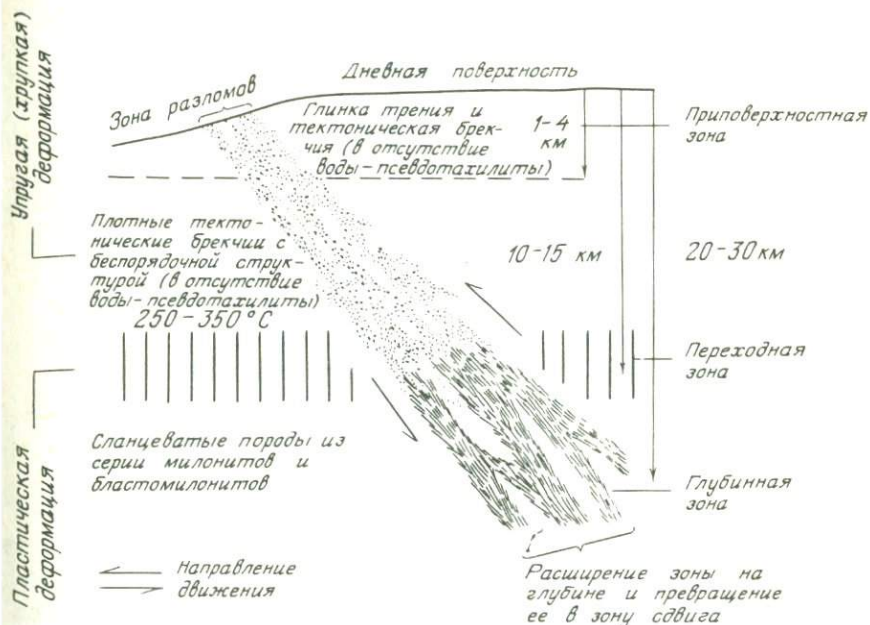


Рис. 3.12. Схема строения зоны разломов, иллюстрирующая изменение характера деформаций и типов пород с глубиной.

ше прочности породы, то порода разрушается, и такая деформация называется хрупкой. Породы верхней части земной коры (до глубины 1 – 10 км) обычно характеризуются упругой деформацией. Ниже этого уровня, на глубине примерно 10 – 15 км, породы становятся пластичными и сохраняют приобретенную деформацию, т.е. они не возвращаются в прежнее состояние при снятии деформирующего стресса. В надвиговой зоне Внешних Гебридских островов милониты с ориентированной структурой сформировались в глубинных частях сколовых поясов, где породы были пластичными. Сказанное в общем виде показано на рис. 3.12.

Переход от упругой деформации к пластичной обусловлен температурой и наличием воды в тектонической зоне. В зоне упругих деформаций (рис. 3.12) исходные породы разрушаются путем дробления, и с увеличением стресса размер зерен постепенно уменьшается вследствие размалывания, перетирания и разрушения под действием тепла трения. На больших глубинах температура возрастает и появляется вода, находящаяся здесь под давлением. Вода ослабляет сцепле-

ние кварцевых зерен и делает их более пластичными, поэтому они не дробятся, а деформируются. Слоистые силикаты (слюды и др.) в этих условиях растут вдоль границ кварцевых зерен, вследствие чего образовавшиеся милониты приобретают хорошо ориентированную текстуру и микроструктуру, что приводит к появлению плоскостей кливажа. Химический анализ пород из этих сколовых зон показывает, что они содержат в два раза больше воды по сравнению с окружающими породами. Возможно, вода действительно мигрировала по сколовым зонам при их формировании, т.е. эти зоны служили каналами для притока воды, вызывая гидратацию тектонитов. Высокое давление воды в надвиговых зонах способствовало также уменьшению сопротивления трения между зернами, т.е. вода ослабляла силы сцепления в породах, выступая в роли смазки, уменьшающей трение.

Одним из самых известных надвигов в мире является Мойнская тектоническая зона на северо-западе Шотландии (рис. 3.6 и 3.13). Это крупная тектоническая структура, образовавшаяся в ходе каледонской орогении, причем слагающие ее метаморфические породы и их текстурные особенности указывают на то, что зона была активной в течение длительного времени. Мойнский надвиг протягивается с северо-востока на юго-запад и обнажается на расстоянии 200 км от северо-западного побережья Шотландии до южной части острова Скай (Внутренние Гебридские острова) (рис. 3.5). Эта тектоническая зона разделяет сильнодеформированные и метаморфизованные мойнские сланцы, развитые на востоке (т.е. в висячем крыле надвига), и недеформированные докембрийские породы фундамента на западе, образуя таким образом северо-западную границу каледонского орогенного пояса Шотландии. В мойнских породах наблюдается система тектонических покровов, разделенных надвигами, падающими на восток. В ходе каледонской орогении мойнские породы были смяты в складки с осложненными разрывами крыльями, которые были перемещены на северо-запад и надвинуты на нижележащий фундамент. Сложная и длительная история образования складок, надвигов, а также метаморфизма пород Мойнской тектонической зоны началась с образования милонитов. Мощности зон милонитов не превышают 100 м, но в данной тектонической зоне встречаются участки, где мощность достигает 300 и даже 600 – 800 м.

Милониты, как и другие метаморфические породы, формируются за счет изменения более древних пород: в случае милонитов Мойнской надвиговой зоны изменению подверглись кембрийско-ордовикс-

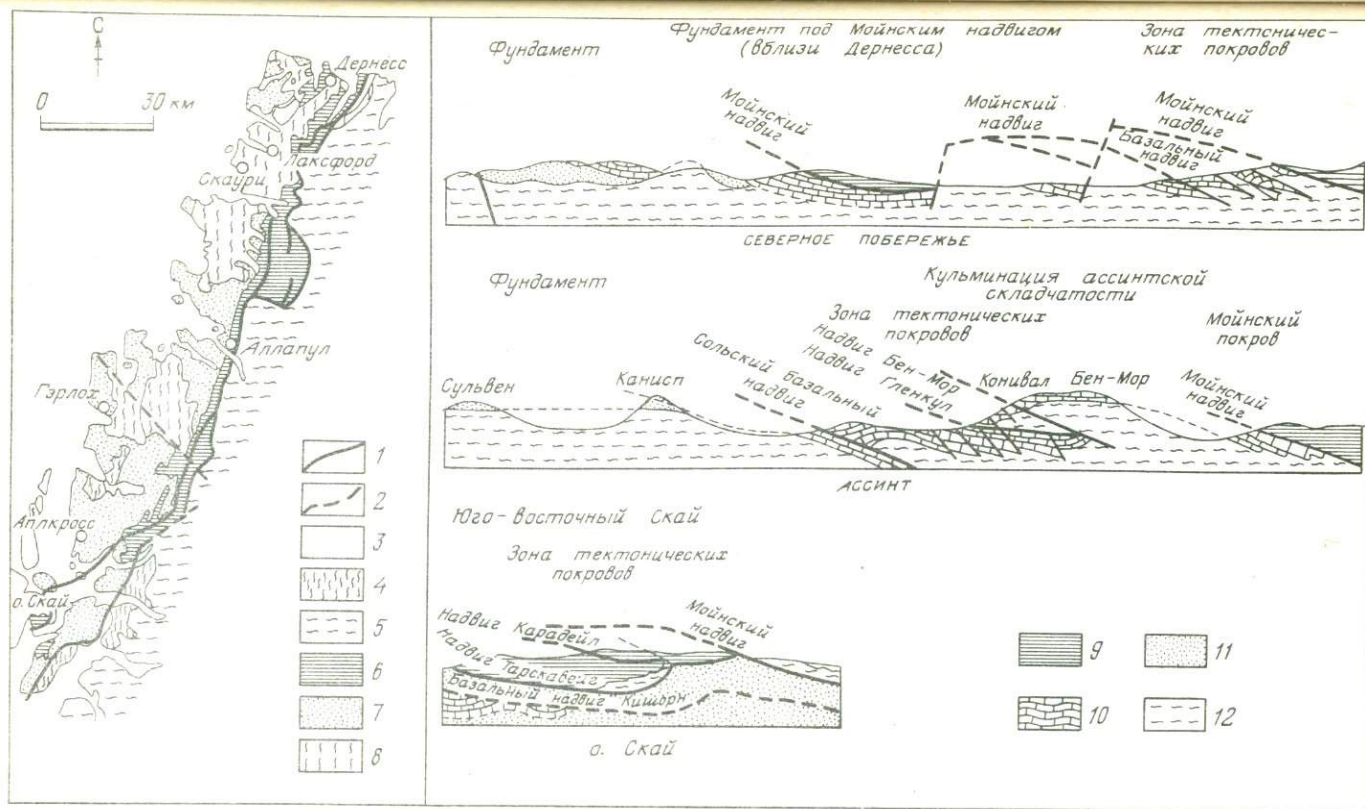


Рис. 3.13. Строение Мойнской надвиговой зоны. 1 — надвиг; 2 — разлом; 3 — постордовикские породы; 4 — выступы Льюисского гнейсового фундамента к востоку от Мойнского надвига; 5 — Мойнская серия; 6 — кембро-ордовикские и льюисские породы; 7 — торридонские песчаники; 8 — Льюисский гнейсовый комплекс; 9 — Мойнская серия; 10 — кембро-ордовикские породы; 11 — торридонские породы; 12 — льюисские породы.

кие кварциты и глинистые сланцы и льюисские гнейсы, вовлеченные в надвигообразование. Для этих милонитов характерны следующие минеральные ассоциации:

кварцевые милониты: кварц, полевой шпат, слюда
(по кварцитам)

хлоритовые милониты: хлорит, слюда, кварц
(по глинистым сланцам)

"льюисские" милониты: полевой шпат, эпидот, хлорит
(по роговообманково-полевошпатовым гнейсам).

Милонитовые пояса образовались в результате скальвания, срезания пород, в процессе крупных перемещений покровных складок вдоль плоскостей надвига. Милониты обычно представляют собой тонко- и очень тонкозернистые породы полосчатого облика; размер зерен несколько возрастает по направлению к краям милонитовых зон. Породы имеют ориентированную структуру и очковую и "ленточную" текстуры.

С помощью электронного микроскопа, позволяющего в отличие от обычного микроскопа различать отдельные зерна очень тонкозернистой породы, детально изучалось строение зерен в кварцевых милонитах. Было установлено, что кварцевые зерна имеют предпочтительную линейную ориентировку с образованием плоскопараллельных текстур в милонитах, расположенных в плоскости кливажа. Вдоль границ зерен кварца располагаются микрокристаллы слоистых силикатов, между которыми остаются небольшие полости (интерстиции), ослабляющие сцепление зерен кварца и способствующие деформации благодаря скольжению по границам последних, что также приводит к растяжению зерен кварца. Это указывает на то, что плоскости кливажа в милонитах, вероятно, параллельны плоскостям скальвания.

Ниже милонитов расположена система надвигов, в которой развиты тектонические брекчии, зоны дробления пород и в небольшом количестве псевдотахилиты, т.е. тектониты, образовавшиеся вследствие хрупкой деформации. Эти структуры секут милониты и, следовательно, являются более поздними. В целом история развития Мойнской надвиговой тектонической зоны такова: милониты образовались на значительной глубине в результате пластичной деформации в сколовых зонах в связи с формированием покровных складок; позднее эта структура была поднята на более высокий уровень земной коры, что в сочетании с сопутствующей хрупкой деформацией привело к образованию серии надвигов. На рис. 3.13 дан разрез фрагмента Мойнской тектонической зоны, на котором видны некоторые особенности ее строения. Следует

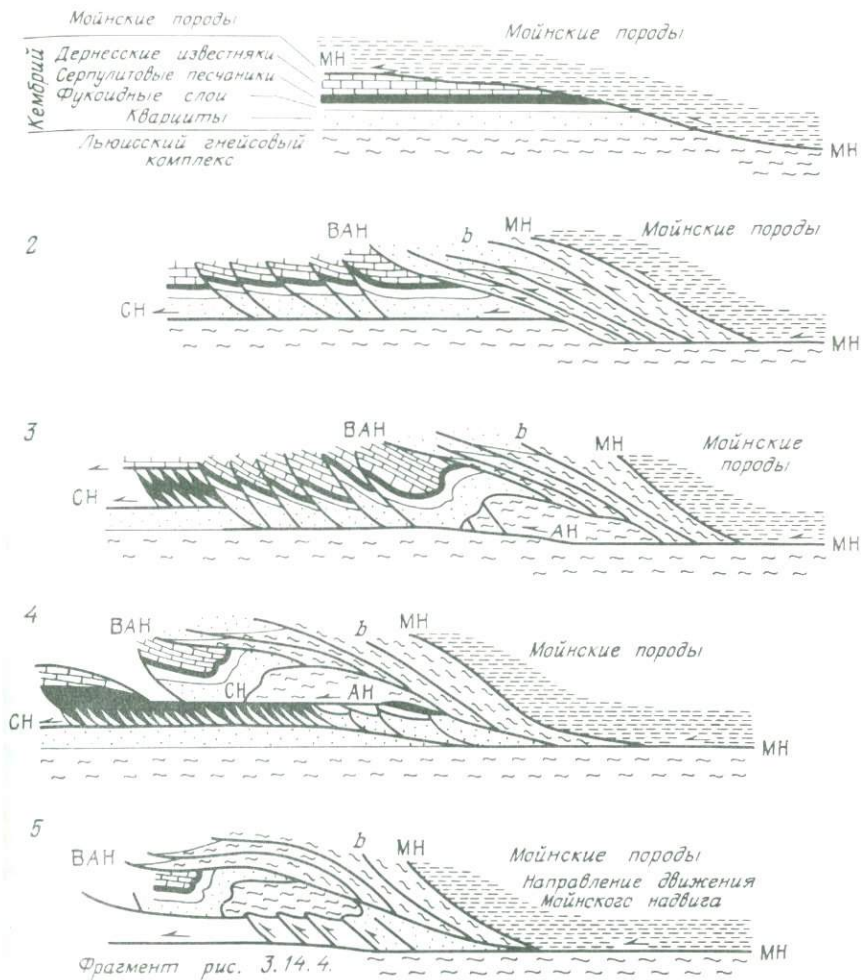


Рис. 3.14. Предполагаемая эволюция Мойнской надвиговой зоны на северном побережье Шотландии. 1 — заложение Мойнского надвига (МН), мойнские породы надвигаются с востока на кембро-ордовикскую осадочную толщу;

2 — развитие серии мелких чешуйчатых надвигов и пластин (тектоническое переслаивание) в льюисских гнейсах и кембрийских отложениях; 3 — развитие Арнабольского тектонического гнейсового покрова в связи с образованием Арнабольского надвига (АН), во фронтальной части последнего Сельский надвиг (СН) разрывает фукоидные слои с образованием чешуйчатых структур; 4 — Арнабольский надвиг перемещается выше, проникая в зону чешуйчатых структур; 5 — непрерывные движения в восточной части Мойнского надвига вызывают перемещение Сельского надвига и активизацию мелких разрывных структур и надвигов в зоне тектонического переслаивания (нагромождения). Вертикальный масштаб сильно преувеличен. ВАН — Верхнеарнабольский надвиг; b — надвиг без названия.

отметить, что Мойнский надвиг – это лишь один из многочисленных покровов, развитых в этой обширной зоне тектонических покровов, надвигов и разрывов, в которой покровы перекрывают друг друга. На рис. 3.14 показаны возможные стадии эволюции Мойнской надвиговой зоны на северном побережье Шотландии.

Мойнская надвиговая зона – одна из серии каледонских надвигов – и надвиговая зона Внешних Гебридских островов относятся к западной границе каледонской складчатой системы. Недавно было высказано предположение, что надвиги формировались при смещении пород по пологонаклонной сдвиговой зоне на глубине, причем милониты были сформированы при интенсивной пластичной деформации. Тектонические складчатые покровы нагромождались один на другой по мере того, как граница подвижного складчатого пояса смещалась по докембрийскому фундаменту в западном направлении.

Краткое содержание. В гл. 3 рассматривались примеры разных типов метаморфизма: контактового, проявляющегося вокруг крупных интрузий, и динамометаморфизма в сбросово-надвиговых зонах.

В контактовых ореолах часто наблюдаются концентрические зоны метаморфических минеральных зон, причем присутствие различных новообразованных минералов и структур, характерных для каждой зоны, отражает повышение температуры с приближением к интрузии. Пятнистые сланцы и роговики возникают в результате соответственно низко- и высокотемпературного метаморфизма пелитовых пород. Повышение температуры вызывает дегидратацию водосодержащих осадков и декарбонизацию известняков.

Сбросово-надвиговые зоны характеризуются высоким ориентированным давлением и высоким парциальным давлением флюидов. Метаморфические породы представлены здесь тектоническими брекчиями (раздробленными трещинными породами), милонитами (полосчатыми, кремнистыми породами) и псевдотахилитами (стекловатыми породами). Вода играет важную роль при формировании надвигов и сбросов, а также при метаморфизме в этих зонах, понижая сопротивление трению, способствуя относительному смещению смежных блоков и ослабляя сцепление кварцевых зерен.

УПРАЖНЕНИЯ

1. На схематической карте (рис. 3.15) показан участок осадочных пород, интродуцированных плутоном гранодиоритов. Опишите типы пород и

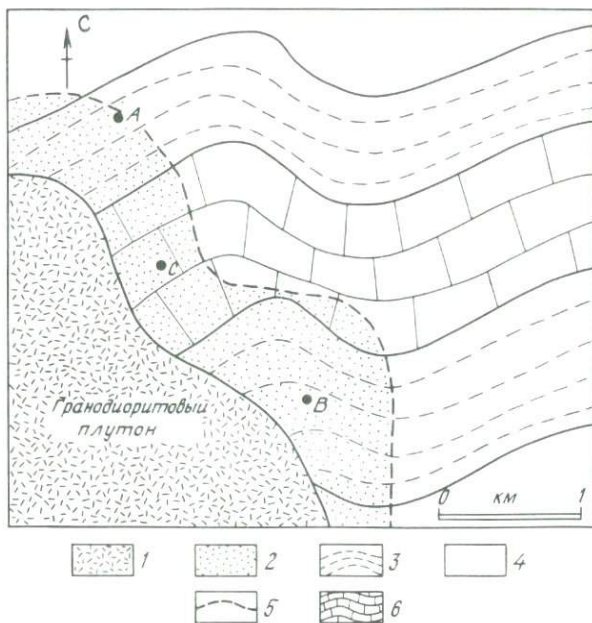


Рис. 3.15. Схема строения гранодиоритового плутона, внедрившегося в осадочные породы, и его контактовый ореол. 1 — гранодиориты; 2 — контакто-во-измененные породы; 3 — глинистые сланцы; 4 — мергели; 5 — внешняя граница ореола; 6 — известняки.

назовите минералы, которые должны встречаться в районах, обозначенных буквами А, В, С. Отметьте на карте местонахождение районов, где возможны породы следующих минеральных ассоциаций:

- кальцит + доломит,
- биотит + кварц + хиастолит,
- силлиманит + кварц + биотит.

2. Составьте схематическую диаграмму района, в котором почти вертикальный гранитный плутон внедрился в осадочные породы. Отметьте на своей диаграмме:

- а) неизменные осадочные породы;
- б) зоны контактового метаморфизма низкой, средней и высокой степени.

3. Перечислите минералы-индексы в метаморфизованных пелитовых породах и сгруппируйте их согласно степени метаморфизма.

Метаморфические образования II

Региональный метаморфизм. Метаморфические породы распространены преимущественно в *горных складчатых поясах* и на континентальных *щитах*, которые представляют собой эродированные корневые зоны древних горных сооружений. Такие метаморфические породы слагают огромные площади континентальной земной коры (рис. 4.1). Они относятся к регионально-метаморфизованным образованиям и включают такие породы, как *кристаллические сланцы* и гнейсы. Регионально-метаморфизованные породы образуются в результате перекристаллизации исходных осадочных или магматических пород под действием температуры, давления вышележащих пород при их погружении на глубину, различных тектонических напряжений и дислокаций, а также флюидов. Образующиеся в результате породы повсеместно деформированы и характеризуются наличием складок и кристаллизационной сланцеватости (рис. 4.2). С регионально-метаморфизованными породами часто ассоциируются большие массы гранитов; причины таких соотношений рассматриваются ниже.

Как и в случае контактовых метаморфических пород, увеличение давления и температуры приводит к образованию минералов-индексов. Эти минералы в полевых условиях служат критерием для выявления и картирования зон различной степени метаморфизма.

Региональный метаморфизм происходит в широком диапазоне давлений и температур: 2 – 10 кбар и 200 – 750°C (что примерно соответствует глубине 5– 35 км). Этот широкий диапазон обычно подразделяют на меньшие, легче поддающиеся изучению интервалы, которые отражают конкретную геологическую обстановку. В общем интервале $P - T$ -условий регионального метаморфизма по минеральным ассоциациям, присутствующим в метаморфических породах, можно выделить соответствующие поля. Экспериментальные исследования роста и стабильности метаморфических минералов при различных давлениях и температурах в сочетании с изучением минеральных ассоциаций под микроскопом, а также структур и текстур метаморфических пород позволяют оценить условия метаморфизма. Наи-

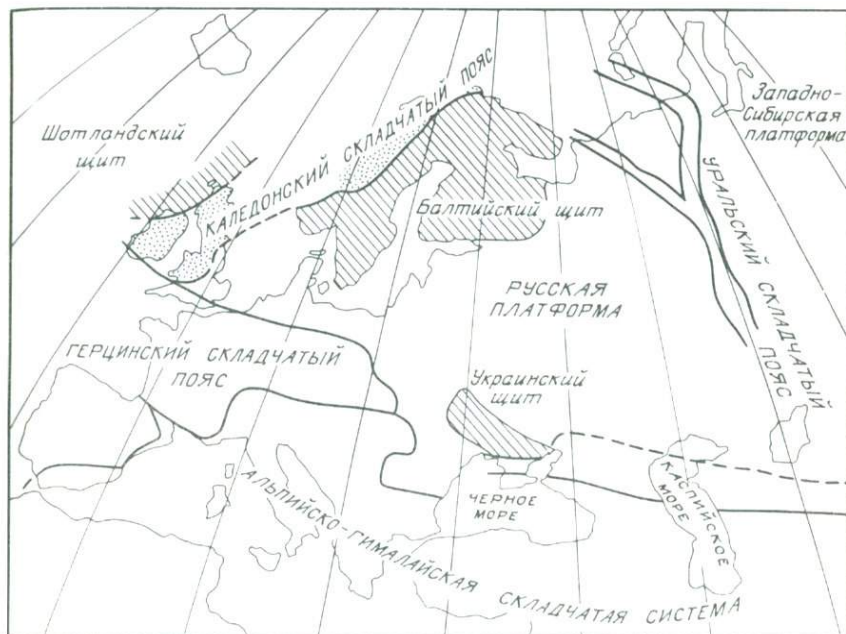
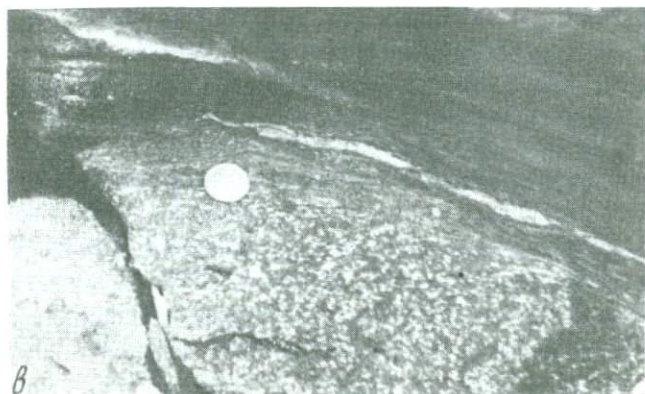
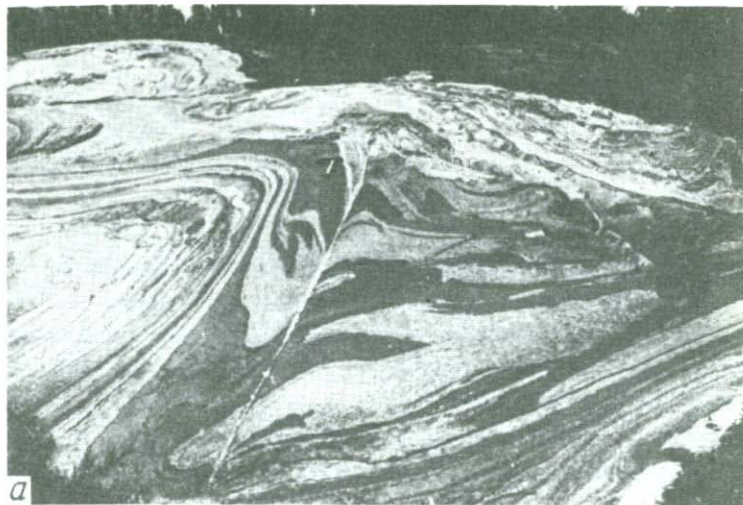


Рис. 4.1. Щиты и складчатые пояса Европы.

более легко реагируют на изменение температуры и давления тонкозернистые пелитовые образования (глинистые сланцы, аргиллиты) и основные магматические породы, близкие по составу к базальтовым лавам. Породы этого типа используются при выделении *фаций* регионального метаморфизма в орогенных поясах.

Региональный метаморфизм пелитовых пород. Первое обстоятельное изучение метаморфических пород началось около 100 лет назад, при этом следует отметить исследования *далрэдских кристаллических сланцев* в юго-западной части Шотландских нагорий (рис. 3.6), проведенные Джоржем Барроу. В распространенных здесь метаморфизованных пелитовых и основных породах отмечается большое количество силикатных минералов. Наблюдения Барроу показали, что некоторые из них можно использовать в качестве показателей степени метаморфизма. В табл. 4.1 приведены наиболее распространенные минералы в метаморфизованных пелитовых и основных породах. Минералы, помеченные звездочкой, рассматриваются в качестве индикаторов степени метаморфизма. Среди них и малоизвестные



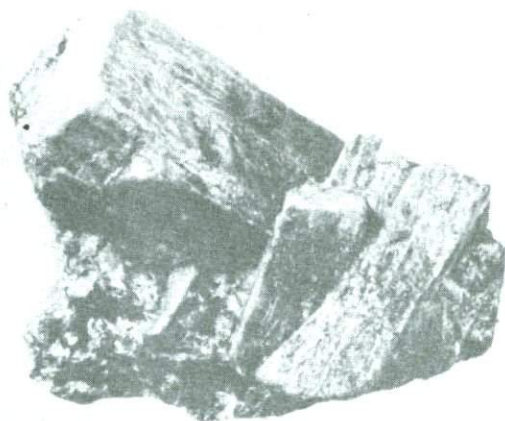
неспециалистам минералы, например андалузит, кианит, силлиманит, кордиерит и ставролит (табл. 1.1). Необходимо подчеркнуть, что минералы, приведенные в табл. 4.1, не могут одновременно присутствовать в той или иной породе. Андалузит, кианит и силлиманит представляют собой полиморфные модификации алюмосиликата; они имеют одинаковый химический состав, но отличаются по кристаллической структуре и физическим свойствам (рис. 4.3 и табл. 1.1). Эти минералы чувствительны к изменениям давления и температуры, и в метаморфизованной пелитовой породе соответствующего состава обычно присутствует только одна из полиморфных модификаций. В результате многочисленных экспериментальных исследований были получены данные об определяющем действии на них давления и температуры, а также об их стабильности в разных условиях метаморфизма. При достижении критической температуры или давления происходит *превращение* одной разновидности в другую, а именно:

андалузит \rightleftharpoons кианит (возрастание давления),
 андалузит \rightleftharpoons силлиманит (возрастание температуры),
 кианит \rightleftharpoons силлиманит (возрастание температуры).

Двойные стрелки указывают на обратимые превращения, т. е. процесс может идти в обоих направлениях. На рис. 4.4 приведена диаграмма давление — температура и показаны поля устойчивости каждой полиморфной модификации Al_2SiO_5 . Превращение одной модификации в другую происходит за пределами линий, изображенных на диаграмме, построенной на основании данных, полученных в контролируемых условиях эксперимента. Тройная точка (точка соединения трех прямых) отвечает значению давления — температуры, при котором все три полиморфные модификации могут теоретически существовать в равновесном состоянии. По данным экспериментальных исследований алюмосиликатов, тройной точке соответствует по меньшей мере 13 значений, что объясняется применением различных способов расчета, приборов и методики определения. В целом считает-

Рис. 4.2. Фотографии деформированных пород в обнажениях: а — складки в полосчатых гнейсах Карелии, СССР; б — зона крутопадающих кристаллических сланцев, пересекающая полосчатые гранулиты Льюисского гнейсового комплекса; в — черно-зеленые кристаллические сланцы в зоне скалывания, секущей грубозернистый роговообманково-полевошпатовый гнейс Льюисского гнейсового комплекса.

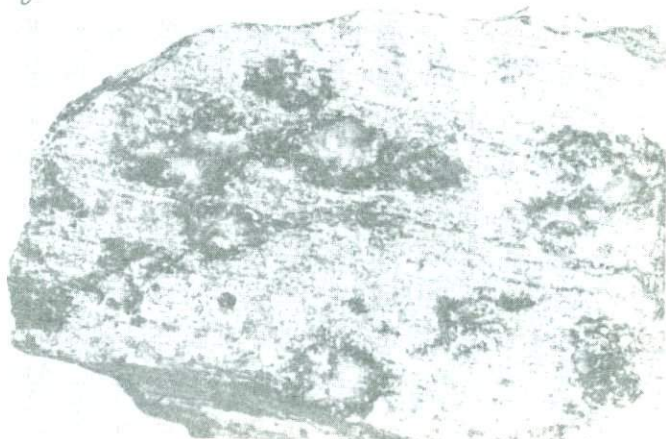
a



б



в



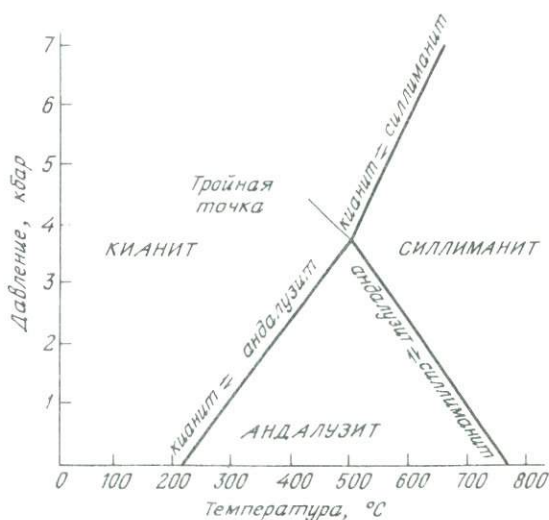


Рис. 4.4. Поля устойчивости трех полиморфных модификаций Al_2SiO_5 на диаграмме давление — температура.

ся, что тройная точка соответствует примерно 4 кбар (в пересчете на глубину около 14 км) и 500 $^{\circ}C$. Из диаграммы на рис. 4,4 видно, что кианит, который находится в пределах поля, тяготеющего к оси давления, можно считать индикатором давления. Аналогичным образом силлиманит, располагающийся в правой части диаграммы, можно рассматривать в качестве модификации, особенно чувствительной к изменению температуры (температура возрастает в правой части диаграммы).

На примере далрэдских образований Шотландии можно проиллюстрировать некоторые особенности регионального метаморфизма осадочных и вулканических пород.

В Шотландских нагорьях породы далрэдской серии обнажаются на обширной территории к северу от краевого разлома Хайленд и к югу от разлома Грейт-Глен, а также на Шетландских островах (рис. 3.6 и 4.5). Они представлены вулканогенно-осадочными образованиями, деформированными и метаморфизованными в ходе каледон-

Рис. 4.3. Полиморфные модификации алюмосиликата Al_2SiO_5 в природных образцах: а — андалузит; б — кианит; в — силлиманит (округлые белые стяжения).

Т а б л и ц а 4.1. Зоны регионального метаморфизма и минеральные ассоциации в различных типах пород
 (* — минералы-индексы)

Степень метаморфизма (название пород)	Минеральная зона (для пелитовых пород)	Минеральные ассоциации		
		Аргиллиты и глинистые сланцы	Известняки	Породы основного состава
(аспидные сланцы, филлиты)	Хлоритовая	Хлорит*, кварц, мусковит, плагиоклаз	Хлорит, кальцит или доломит, плагиоклаз	Хлорит*, плагиоклаз
Низкая (кристаллические сланцы)	Биотитовая	Биотит*, кварц, плагиоклаз		
Умеренная (кристаллические сланцы)	Гранатовая	Гранат*, слюда, кварц, плагиоклаз	Гранат*, эпидот, роговая обманка, кальцит	Гранат*, хлорит, эпидот, плагиоклаз
	Ставролитовая	Ставролит*, слюда, гранат, кварц, плагиоклаз		
Высокая (гнейсы)	Кианитовая	Кианит*, слюда, гранат, кварц, плагиоклаз	Гранат, роговая обманка*, плагиоклаз	Роговая обманка*, плагиоклаз
	Силлиманитовая	Силлиманит*, гранат, слюда, кварц, плагиоклаз		

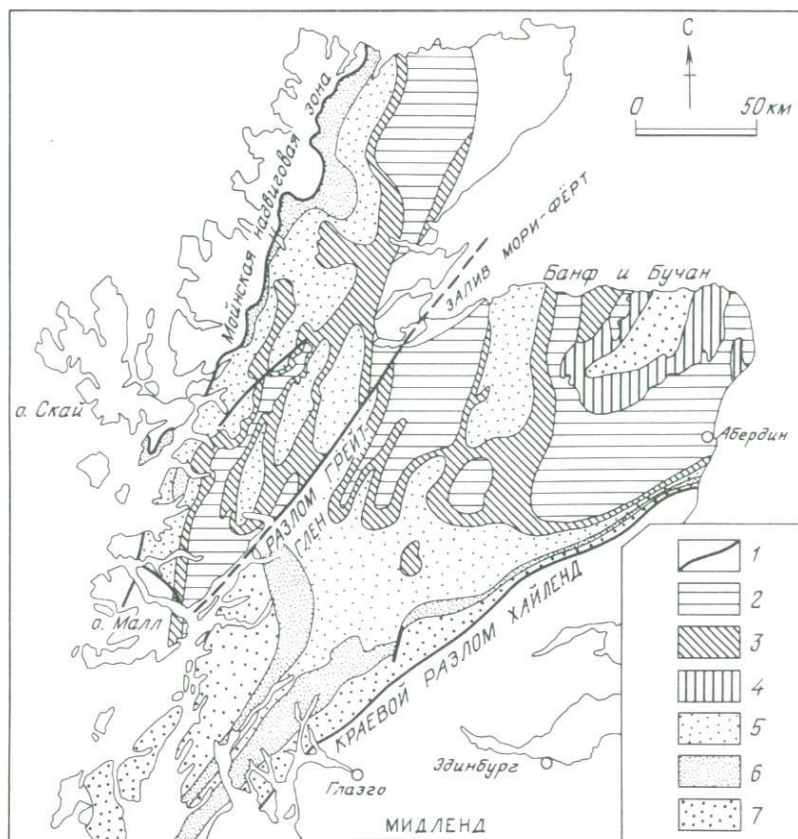


Рис. 4.5. Проявление метаморфической зональности типа Барроу и бучанского типа в Далрэдском и Мойнском комплексах Шотландских нагорий
 1 — разломы и надвиги. Метаморфические зоны: 2 — силлиманитовая; 3 — кянитовая; 4 — андалузитовая (только в северо-восточной Шотландии); 5 — гранатовая; 6 — биотитовая; 7 — хлоритовая.

ской орогении, которая достигла кульминации около 500 млн. лет назад и завершилась приблизительно 400 млн. лет назад. Фрагменты этого горного сооружения обнажаются также в Аппалачах и Скандинавии (рис. 4.6). При геологическом сопоставлении восточного побережья Северной Америки и Западной Европы эта горная цепь образует непрерывную структуру. Предполагается, что указанные континенты некогда, по крайней мере в каледонскую эпоху, составляли единый обширный массив, который впоследствии был расколот, и континенты разошлись в разные стороны (рис. 4.6). Ниже мы рассмотрим воз-

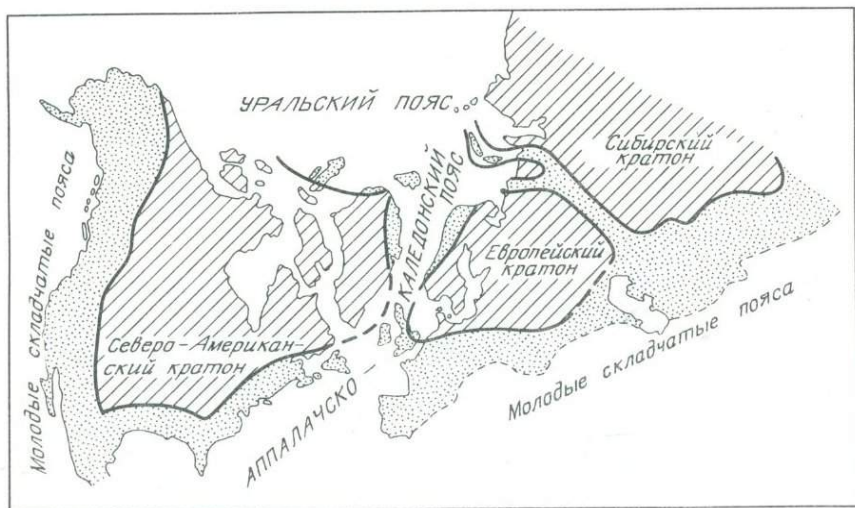


Рис. 4.6. Аппалачско-Каледонский орогенный пояс. Реконструкция положения до начала континентального дрейфа и образования современного Атлантического океана.

возможные причины развития каледонской орогении, обсудив предварительно обусловленное ею воздействие метаморфических процессов на далрэдские породы.

Далрэдские образования имеют очень пестрый состав и представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами, известняками, лавами и туфами, достигающими суммарной мощности около 13 км. Стратиграфическая колонка этих пород представлена в схематическом виде на рис. 4.7. Несмотря на метаморфизм, первичные структуры пород и их исходный состав во многих случаях сохраняются. Породы формировались в глубоководном бассейне седиментации в позднекембрийское — кембрийское время. В процессе каледонской орогении их залегание было тектонически нарушено и образовалась система крупных, смятых в складки надвиговых покровов, в результате чего породы местами имеют перевернутое залегание (рис. 4.8). Далрэдская серия прорвана многочисленными крупными интрузиями гранитов (рис. 4.9), которые внедрились в конце каледонской орогении после главной фазы регионального метаморфизма далрэдских пород. Некоторые из этих гранитных массивов имеют контактово-метаморфизованные ореолы.

Группа	Подгруппа		
Юэнс - Шотландская возвышенность (верхний далрэд)			Турбидиты - грубозернистые песчаники
			Лавы и туфы
Аргилл (средний далрэд)	Тайваллах		Известняки (и мраморы)
	Кринан		
	Исдейл		Кристаллические сланцы
	Айлей		Конгломераты
Аппин (нижний далрэд)			Песчаники (и кварциты)
			Тиллиты
	Блэр-Атолл		Аспидные сланцы
	Баллахулиш		
	Лахабер (переходная серия)		

Рис. 4.7. Стратиграфическое подразделение Далрэдской серии в Шотландии.

Далрэдские породы юго-западной части Шотландских нагорий были подразделены Барроу на ряд метаморфических зон, именуемых обычно зонами типа Барроу, на основании первого появления минерала-индекса в метаморфизованных пелитовых породах. Последовательность этих зон в порядке возрастания ступени метаморфизма отмечается следующими минералами: хлорит → биотит → гранат → ставролит → кианит → силлиманит. Некоторые минералы, кристаллизующиеся в условиях низкой ступени метаморфизма, остаются устойчивыми при ее повышении. Например, гранатовые сланцы могут содержать биотит

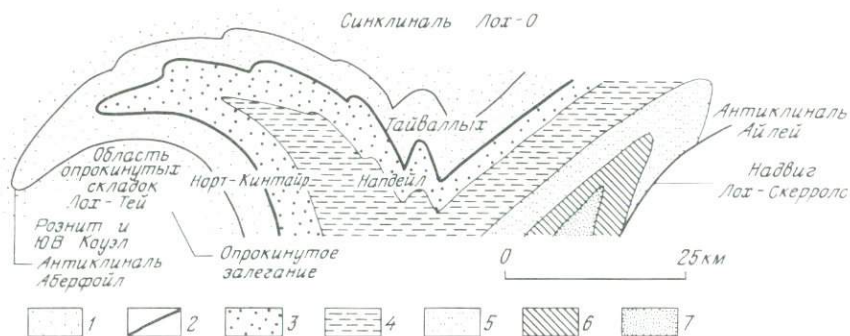


Рис. 4.8. Смятые в складки породы далрэда в юго-западной части Шотландских нагорий. Залегание пород местами перевернутое. 1 — группа Южно-Шотландская возвышенность; 2 — подгруппа Тайвалльх; 3 — подгруппа Кринан; 4 — подгруппа Исдейл; 5 — подгруппа Айлей; 6 — подгруппы Блэр-Атолл и Баллахулиш; 7 — подгруппа Лохабер.

наряду с гранатом. На рис. 4.5 показана проявляющаяся на поверхности каледонская метаморфическая зональность в далрэдских и других породах. На рисунке отчетливо видно, что в далрэдских отложениях северо-восточной Шотландии выявляется другая по характеру серия метаморфических зон, чем на юго-западе. Они известны как метаморфические зоны бучанского типа — по географическому названию района Шотландии (между пунктами Банф и Бучан), где они развиты. В зонах бучанского типа выделяется следующая последовательность минералов-индексов: хлорит → биотит → кордиерит → андалузит → силлиманит; как и в случае зон типа Барроу, это соответствует возрастанию ступени метаморфизма в исходных пелитовых породах. Различие в названных двух последовательностях отражает условия метаморфизма в указанных двух районах, а именно: разные геотермические градиенты и некоторые различия в первичном составе пород. Более детально это обсуждается ниже.

Породы, имеющие вначале состав глинистых сланцев, преобразуются при возрастании давления и температуры в аспидные сланцы. Глинистые минералы перекристаллизуются с образованием хлорита и мусковита. Листочки этих слюд обычно располагаются параллельно друг другу и перпендикулярно направлению максимального ориентированного давления (стресса). Вследствие этого в аспидных сланцах развивается кливаж сланцеватости. Последний не

всегда совпадает со слоистостью и местами может рассекаать ее (рис. 4.10). Аспидные сланцы обладают свойством раскалываться на пластины обычно более или менее параллельно плоскостям кливажа.

С возрастанием температуры порода становится в большей или меньшей степени перекристаллизованной и несколько более грубо-зернистой вследствие роста кристаллов. В результате образуются породы типа *филлитов*. В них присутствует много пластинчатых минералов, в частности хлорита, который придает породам бледно-зеленую окраску и шелковистый блеск, обусловленный наличием мелких, одинаково ориентированных отражающих поверхностей кливажа. Филлиты — сильно рассланцованные породы, но кливаж в них часто изогнут или смят в складки наподобие мелких волн, при этом гребни "волн" лежат на одной линии, создавая линейную текстуру (рис. 4.11). Филлиты формируются в диапазоне температур около 300 — 350°C.

Дальнейшее повышение температуры (и ступени метаморфизма) приводит к образованию биотита (если в породе присутствует калий) преимущественно за счет хлорита и мусковита. Размер кристаллов биотита постепенно увеличивается, и в результате формируется кристаллический сланец. Название новой породе дается по преобладающей слюде, например биотитовый сланец, мусковитовый сланец или просто слюдяной сланец.

Коренные изменения пелитовых осадочных пород в процессе прогрессивного метаморфизма происходят при обособлении, или *сегрегации*, кварца в виде небольших узких полосок, зон, ленточных полос или прослоев. Сегрегация кварца обусловлена *растворением под давлением*, которое имеет место в осадочных породах при их деформации в условиях метаморфизма. Растворение под давлением происходит и при диагенезе отложений, богатых кварцем, в частности песчаников, и ведет к срастанию отдельных кварцевых зерен (рис. 4.12). При растворении под давлением поверхность минерала, например кварца, частично (в определенных точках) растворяется, а растворенное вещество выносится циркулирующими флюидами и отлагается в другом месте. Перенос вещества может иметь ограниченный характер, и в случае кристаллических сланцев выделенный кварц мигрирует в растворе в пределах всего нескольких миллиметров, т.е. "локально", и не попадает в расположенные поблизости сланцы. Это означает, что валовый химический состав сланцев будет практически идентичен составу исходных осадочных пород. Кристал-

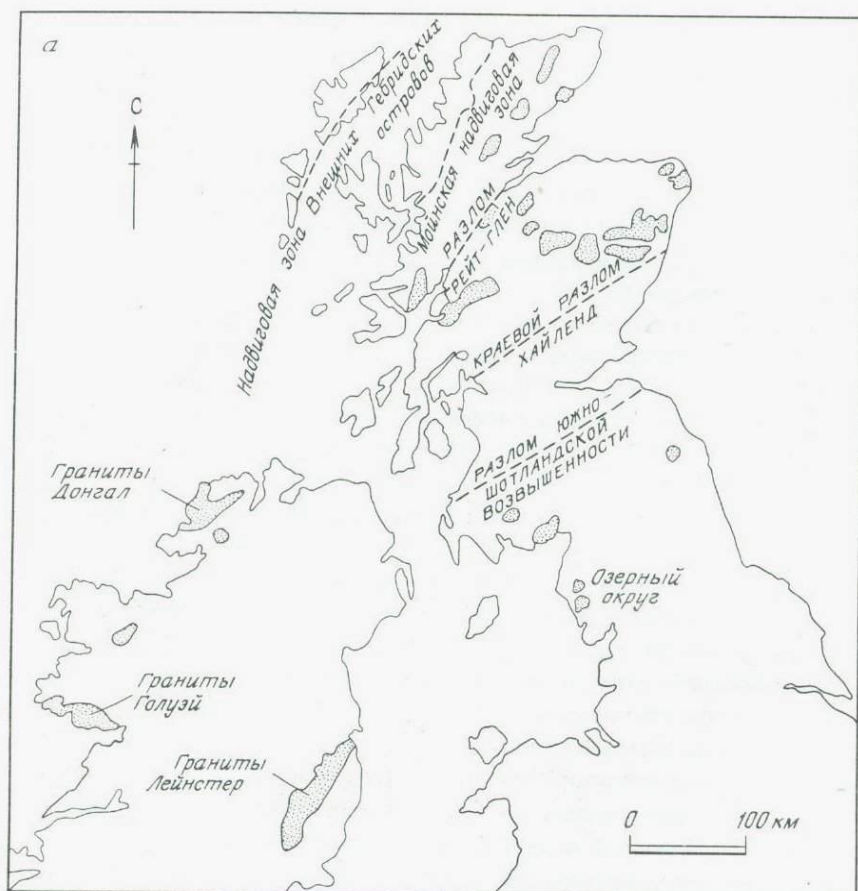


Рис. 4.9. Распространение каледонских интрузий на Британских островах (а) и региональных мигматитов в Каледонском поясе Шотландских нагорий (б). Молодые (посттектонические) граниты (цифры на карте): 1 — Лэрг; 2 — Мигдейл; 3 — Стронциан; 4 — Питерхед; 5 — Фойэрс; 6 — Мой; 7 — Моналия; 8 — Кэрнгорм; 9 — Лохнагар; 10 — Хилл-оф-Фэр; 11 — Батток; 12 — Раннох; 13 — Этив; 14 — Глен-Файн. Условные обозначения: 1 — региональные мигматиты; 2 — молодые граниты; 3 — очковые гнейсы.

лические сланцы характеризуются полосчатостью, обусловленной чередованием полос светлоокрашенного кварца и темной слюды. Эта полосчатость не имеет ничего общего со слоистостью. При температуре около 400 — 450°С начинает образовываться новый минерал — гранат, хотя биотит все еще устойчив в *зоне граната*. Гранаты мо-

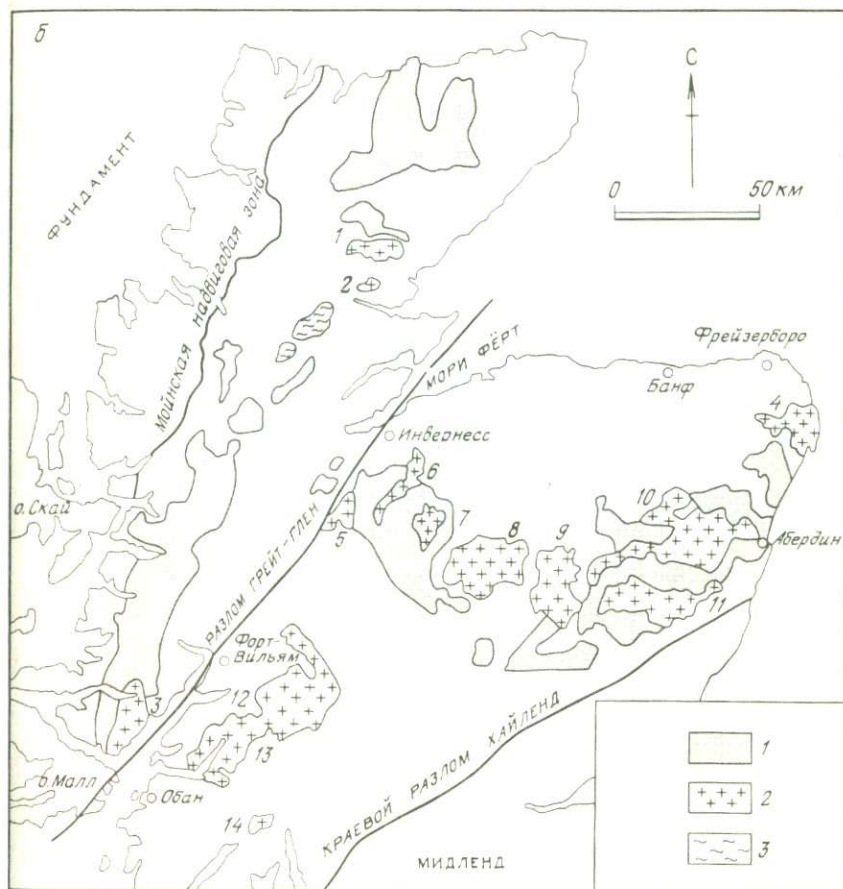
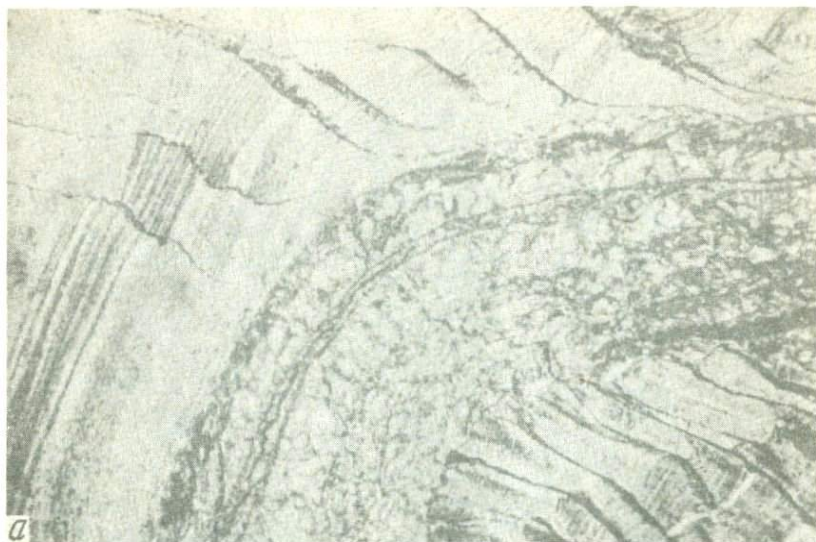


Рис. 4.9(б). (продолжение)

гут достигать весьма крупных размеров (рис. 4.13), образуя идиоморфные порфиробласты с отчетливо выраженными кристаллическими гранями. В гранат-слюдяных сланцах плоскопараллельные текстуры выражены не так отчетливо, как в аспидных. Полосчатость в них неровная, и порода характеризуется листоватой структурой, обусловленной полосами или слоями различных минералов, причем слюды обнаруживают строгую плоскостную ориентировку. В кристаллических сланцах и породах более высокой степени метаморфизма обычно не сохраняется слоистость или другие первоначальные особенности их текстуры.



б

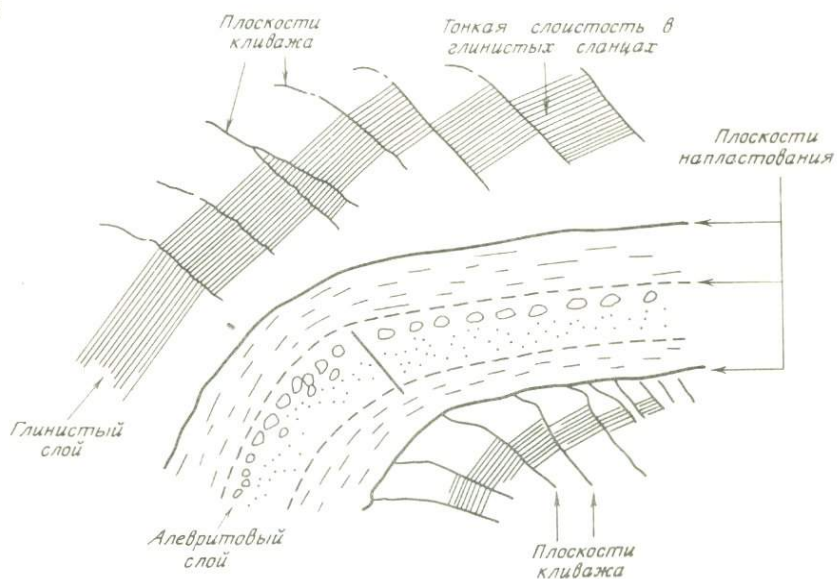


Рис. 4.10. Смятые в складки алеуристы и глинистые сланцы; а— фотография шлифа, иллюстрирующая соотношение между слоистостью и кливажем сланцеватости; б — плоскости кливажа, развитые в глинистых сланцах и отсутствующие в алеуритовых слоях.

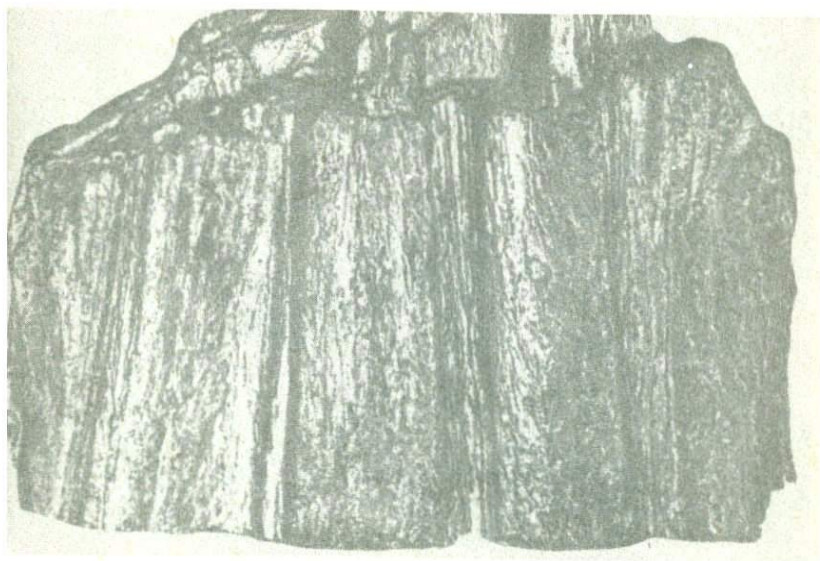


Рис. 4.11. Образец филлита, деформированного мелкими складками.

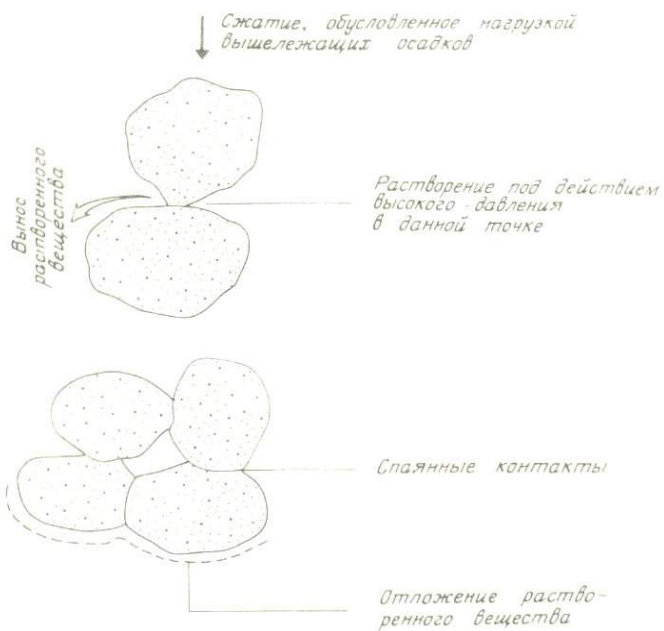


Рис. 4.12. Срастание зерен, обусловленное растворением под давлением.

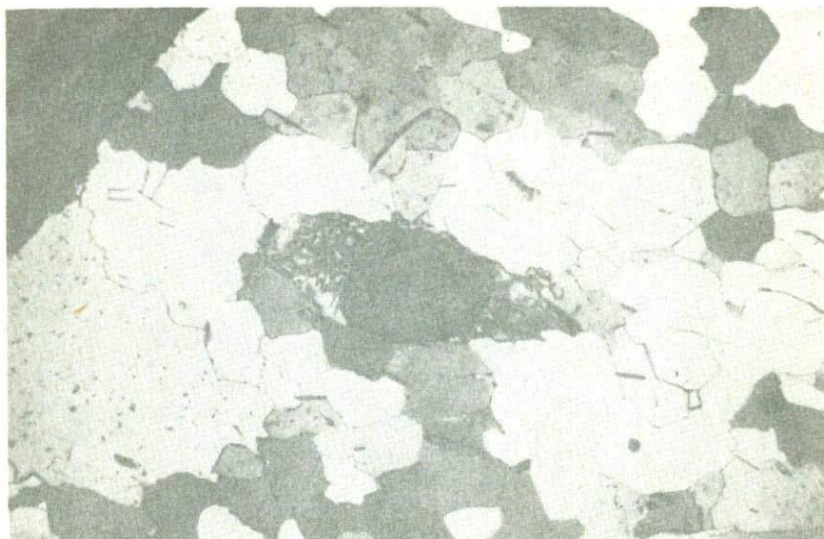


Рис. 4.13. Порфиробласт граната (темный овал) с агрегатом слюды слева и справа от него в кристаллической массе кварца (белое и серое) и слюды (мелкие игольчатые кристаллы). Фотография прозрачного шлифа кварц-гранат слюдяного сланца.

Типичная минеральная ассоциация в пелитовых осадочных породах гранатовой зоны такова:

кварц + мусковит + биотит + гранат + плагиоклаз,

а в метаморфизованных основных магматических породах —

роговая обманка + плагиоклаз + гранат + биотит.

Как уже отмечалось, в составе далрэдской серии встречаются известняки (рис. 4.7). Они преобразуются в мраморы с минеральными ассоциациями, типичными для гранатовой зоны:

кальцит + пироксен + гранат

и

кальцит + роговая обманка.

Пироксен и гранат в этих метаморфизованных карбонатных породах представлены разновидностями, богатыми кальцием, в пелитовых же породах гранат обогащен железом.

Сланцеватые и полосчатые кристаллические породы связаны с метаморфизмом более высоких ступеней. В этих условиях отчетливее проявляется процесс сегрегации минералов, образующих чередующие-

ся "слои" различного минерального состава. При этом происходит увеличение размеров минеральных зерен, которые в отдельных полосах тесно срастаются между собой. В результате формируется грубозернистая полосчатая порода, известная под названием гнейса. В гнейсах светлоокрашенные полосы, сложенные кварцем и полевым шпатом (белым, розовым или кремевым), чередуются с темными полосами, состоящими из биотита и темноцветной роговой обманки. Хотя порода полосчатая, ее нелегко разделить на плоские фрагменты, если в ней нет большого количества биотита. Кианит и силлиманит служат для этих высокометаморфизованных пород минералами-индексами. Гнейсы неосадочного происхождения рассматриваются ниже. Присутствующие в кристаллических сланцах и гнейсах ставролит и кианит часто образуют порфиробласты (в виде порфиробласт встречаются и многие другие минераль-индексы в метаморфической зональности типа Барроу). Ставролит может присутствовать в виде короткопризматических кристаллов, иногда образующих крестовидные двойники, тогда как кианит обычно представлен удлиненными, тонкими пластинками голубоватого цвета (рис. 4.3). Силлиманит часто развит в виде тонковолокнистых стяжений или игольчатых кристаллов, иногда в ассоциации с биотитом. В гнейсах он распознается с трудом, хотя (рис. 4.3) местами образует очковые "конкреции" с кварцем.

Типичные минеральные ассоциации ставролитовой, кианитовой и силлиманитовой зон в породах различного состава представлены в табл. 4.1. Из таблицы видно, что минералы-индексы (ставролит, кианит и силлиманит) встречаются только в пелитовых породах, т.е. формирование этих минералов предопределялось составом исходных пород. Карбонатные осадки и основные изверженные породы имеют иной (обычно более постоянный) состав, и в них соответственно проявляются только две или одна, а не три метаморфические зоны в отличие от пелитовых отложений.

Зоны типа Барроу были выделены на раннем этапе исследований метаморфических пород. Поэтому они длительное время рассматривались в качестве "эталонных". Последовательность метаморфических зон, установленная при картировании других регионов, например в Норвегии, в Аппалачах (на северо-востоке США) и в Новой Зеландии, оказалась близкой (но не идентичной) к зонам типа Барроу в далрэдских породах Шотландии. Однако впоследствии была выявлена совершенно иная метаморфическая зональность. Так, в 60 км от ти-

пового района развития метаморфической зональности типа Барроу, на морском побережье графства Банф и района Бучан (рис. 4.5), в отложениях той же далрэдской серии была установлена иная последовательность минеральных ассоциаций. Эти два типа метаморфических зон характеризуются присутствием разных полиморфных модификаций Al_2SiO_5 .

1. Тип Барроу: при возрастании степени метаморфизма в пелитовых породах первым образуется кианит, затем силлиманит.

2. Бучанский тип: при возрастании степени метаморфизма в пелитовых породах первым образуется андалузит, затем силлиманит.

Приведенные ряды последовательности минералообразования свидетельствуют о локальных различиях в характере метаморфизма и условиях в коре, существовавших в пределах единого орогенного пояса. Метаморфизм типа Барроу характеризуется умеренными до высоких давлениями и умеренными температурами (кианит → силлиманит), а метаморфизм бучанского типа – низкими давлениями и высокими температурами (андалузит → силлиманит). Согласно оценкам, при кульминации метаморфизма породы силлиманитовой зоны (тип Барроу) находились на глубине около 12 км. С другой стороны, далрэдские породы северо-восточной Шотландии были, по-видимому, погружены на глубину не более 3 – 4 км. Формирование метаморфической последовательности бучанского типа предопределялось высоким тепловым потоком и высоким геотермическим градиентом (т.е. высокой температурой на небольшой глубине коры). На северо-востоке Шотландии устанавливаются отчетливые взаимоотношения далрэдских метаморфитов и интрузивных пород – гранитов и габбро (рис. 4.9, в). Можно предположить, что в область проявления метаморфизма бучанского типа при формировании орогенного пояса поступило дополнительное количество тепла за счет конвективного притока (из мантии). Необходимо отметить, что в области метаморфизма бучанского типа присутствуют породы, которые, по-видимому, сформировались при частичном плавлении, требовавшем притока тепла. Эти плутонические породы ассоциируются с силлиманитовой (высокотемпературной) зоной.

Метаморфические породы в пределах докембрийских щитов.

Ядра всех континентов представлены обширными щитами, охватывающими значительную по площади и объему часть континентальной земной коры (рис. 4.1). Эти структуры сложены преимущественно метаморфическими породами докембрийского возраста, которые несог-

ласно перекрываются неметаморфизованными отложениями. Докембрийские ядра континентов обрамляются более молодыми складчатыми горными поясами. В пределах щитов сохранились реликты (часто в виде разрозненных фрагментов) докембрийских орогенных поясов, которые в течение миллионов лет подвергались эрозии и глубинные части которых можно видеть в современном срезе. Области щитов характеризуются в целом сравнительно сглаженным, низким рельефом. Установить положение реликтов древних горных поясов на щитах можно лишь путем картирования в их пределах структурных направлений. Области щитов представляют собой устойчивые блоки мощной континентальной коры, которые характеризуются низким тепловым потоком, что указывает на завершение здесь тектонической активности в далеком прошлом. Щиты часто называют *кратонами* или *платформами*. К центральным частям щитов обычно приурочены складчатые области наиболее древней консолидации, к которым примыкают более молодые докембрийские орогенные пояса. На рис. 4.14 показано размещение на территории Северной Америки складчатых поясов докембрия и фанерозоя; при этом видно, что самая древняя область Канадского щита находится в центре.

В общем случае наиболее распространенными метаморфическими породами докембрийских щитов являются полосчатые гнейсы гранитного состава, однако в строении многих щитов немаловажная роль принадлежит осадочным и вулканическим породам, слагающим сравнительно узкие прогибы и метаморфизованным в относительно слабой степени. Более обстоятельно структура щитов рассматривается в гл. 5. Наряду с гнейсами здесь встречаются небольшие обособленные участки пород очень высокой ступени метаморфизма, известные под названием *гранулитов*, для которых характерны отсутствие водосодержащих минералов и формирование при высоких температурах (примерно 800 – 900°С). Гранулиты приурочены в основном к древнейшим частям щитов, но иногда их небольшие участки встречаются и в молодых складчатых областях.

На примере Льюисского гнейсового комплекса, развитого на северо-западе Шотландских нагорий (рис. 3.6), можно проиллюстрировать строение щитов и состав слагающих их пород. В глобальном масштабе гнейсы северо-западной Шотландии представляют собой крошечный фрагмент докембрийского щита, тем не менее они включают, по существу, все типы пород, распространенные в пределах многих древних кратонов. До раскрытия относительно молодого Ат-

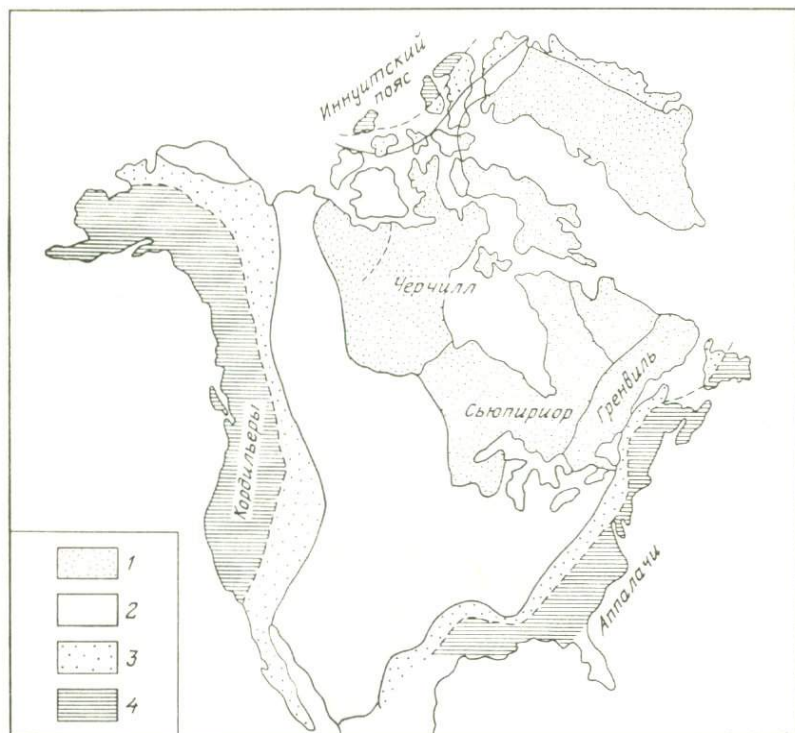


Рис. 4.14. Складчатые пояса Северной Америки. 1 — Канадский щит (1500 — 3000 млн. лет.); 2 — 1200 — 1500 млн. лет. Фанерозойские складчатые пояса; 3 — 700 — 1200 млн. лет; 4 — < 700 млн. лет.

лантического океана Льюисский гнейсовый комплекс входил в состав огромного северного континента (или "суперконтинента"), который протягивался от Канады через Гренландию в Шотландию и Скандинавию. Типы пород, возраст и структуры Канадского, Гренландского, Шотландского и Балтийского щитов имеют много общих черт; это свидетельствует о том, что некогда они составляли единый блок земной коры (или континентальную плиту).

Древнейшие породы северо-западной Шотландии представлены гранулитами и гнейсами, возраст которых составляет 2900 млн. лет (т.е. соответствует времени кульминации главного этапа метаморфизма, установленного для этих пород). Эти древние породы распространены в центральной части шотландского фрагмента докембрийского щита и окружены гранитогнейсами, гранитами и пегматитами с пре-

обладающим возрастом 1800 млн. лет. Льюисский гнейсовый комплекс испытал по меньшей мере два крупных *тектонических события*, разделенные во времени несколькими сотнями миллионов лет. Каждое из них составляет часть цикла, охватывающего процессы отложения осадочных пород и излияния лав, смятия их в складки, метаморфизм, а также внедрение магматических пород, за которыми следовали поднятие, эрозия и стабилизация данного сегмента коры, испытавшего орогенез.

В центральном блоке Льюисского комплекса типичные породы представлены гранулитами и гнейсами, варьирующими по составу от ультраосновных до средних. Эти вариации обусловлены различным составом исходных пород, многие из которых относятся к первично-магматическим образованиям. В гранулитах присутствуют такие безводные минералы, как полевой шпат, пироксен, гранат, кварц. Эти минералы имеют почти изометричную форму в отличие от плоскочешуйчатых слюд и удлиненных зерен амфиболов (слюды и амфиболы относятся к водосодержащим минералам). Гранулиты характеризуются в целом гранобластовой структурой, в которой все минералы имеют примерно одинаковые размеры и форму. При этом может проявляться полосчатость, обусловленная послойным расположением минералов (полосы пироксенов, чередующиеся с полосами полевых шпатов), однако в общем случае в гранулитах отсутствуют ориентированные структуры. Для гранулитов и гнейсов характерны следующие минеральные ассоциации:

кварц + плагиоклаз + пироксен + рудные минералы,
плагиоклаз + пироксен + рудные минералы,
пироксен + гранат + рудные минералы,
плагиоклаз + пироксен + гранат + рудные минералы,
пироксен + оливин + рудные минералы.

В этих ассоциациях преобладают железомagneзиальные силикаты, поэтому не исключено, что многие метаморфические породы возникли в результате преобразования плутонических пород. Некоторые гнейсы основного и ультраосновного состава имеют четкие границы и сохраняют текстурные и структурные признаки, свидетельствующие о том, что они сформировались первоначально как пластовые магматические интрузии. Экспериментальные исследования гранулитовых минеральных ассоциаций привели геологов к заключению о том, что

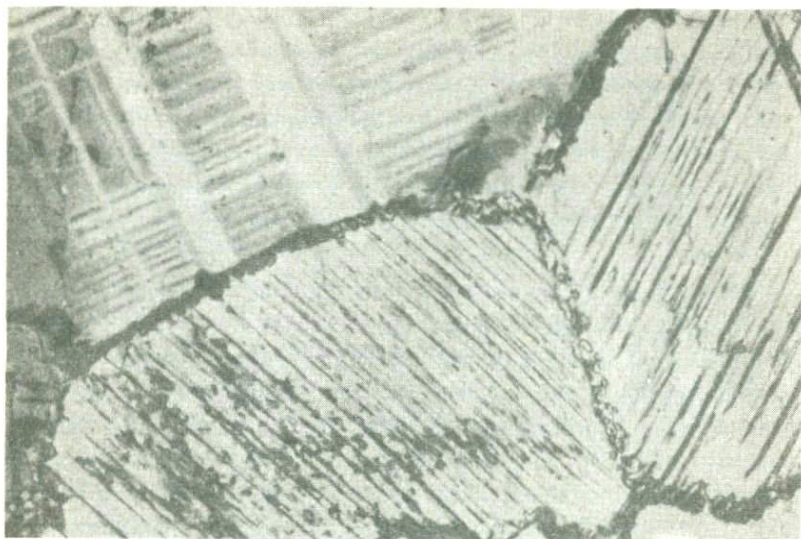
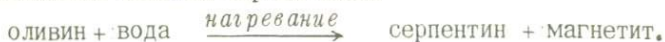


Рис. 4.15. Фотография шлифа гранулитa. Мельчайшие кристаллы амфибола образуют кайму по границам зерен пироксена.

метаморфизм данных пород происходил в условиях очень высоких давлений и температур – 900°C и 10 кбар (т.е. примерно на глубине 35 ± 40 км).

Породы Льюисского комплекса обнаруживают признаки метаморфизма нескольких этапов. В пироксен- и оливинсодержащих гнейсах более поздние метаморфические процессы носили регрессивный характер и сопровождалась привнесением воды. Водосодержащие минералы (слюды или амфиболы) в этих породах частично или полностью заместили минералы, кристаллизовавшиеся на более раннем этапе метаморфизма. Так, пироксен нередко окаймлен тонкими оторочками мелких кристаллов роговой обманки (рис. 4.15), а оливин практически повсеместно замещен серпентином:



Среди гранулитов и пироксеновых гнейсов встречаются небольшие участки пелитовых пород (называемых метаосадочными), минеральные ассоциации которых во многих отношениях сходны с наблюдаемыми в метаморфической зональности типа Барроу в зонах высокой степени метаморфизма. Алюмосиликаты представлены здесь кинитом и силлиманитом, а присутствие большого количества слюды придает породам сланцеватый облик.

В центральном блоке, где обнажается Льюисский гнейсовый комплекс, гнейсы и гранулиты обнаруживают ленточную текстуру с шириной полос около метра, причем полосчатость эта имеет почти горизонтальное или слабонаклонное залегание. Иная картина наблюдается в гнейсах, распространенных к северу и югу от центрального блока, в которых отчетливо развитая полосчатость имеет крутое падение вследствие складчатости. Другой здесь и состав пород: пироксеновые гнейсы и гранулиты отсутствуют, а преобладают кварц-полевошпатово-биотит-роговообманковые гнейсы. В северном и южном блоках широко распространены жилы и пластовые интрузии гранитов и пегматитов. Типичными минеральными ассоциациями в гнейсах являются

полевоый шпат + кварц + роговая обманка + биотит

и

роговая обманка + полевоый шпат + гранат.

Важным химическим элементом в этих гнейсах (который отсутствует в гранулитах и пироксеновых гнейсах) является калий, входящий в состав калиевого полевоого шпата и биотита. Водосодержащие минералы обычны в гнейсах, что свидетельствует об участии воды в процессах метаморфизма. По валовому химическому составу кварц-полевошпатовые гнейсы в целом отвечают гранодиориту и граниту, и весьма вероятно, что эти породы первоначально представляли собой средние до кислых лавы и туфы с подчиненным количеством осадков, интродуцированных кислыми магматическими породами. Роговообманково-полевошпатовые гнейсы, по-видимому, образовались за счет базальтовых лав или долеритовых силлов. Полосчатость в гнейсах обычно видна в пределах штуфа и выражена чередованием полос: светлых — кварц-полевошпатового и черно-зеленых — роговообманково-биотитового составов, что характерно для этих пород. Ориентированные текстуры обычны, при этом полосчатые гнейсы часто имеют сланцеватые и линейные структуры (рис. 4.16).

Механизм образования полосчатости в гнейсах остается дискуссионным, и по этому поводу имеются различные точки зрения. Справедливо, по-видимому, полагать, что существует разная полосчатость, и в гнейсах она различается по форме и происхождению. Так, в гнейсах ультраосновного состава, залегающих в центральном блоке, полосы отличаются по минеральному составу (пироксеновые прослои чередуются с оливиновыми), и это, по-видимому, унаследовано от исходных магматических пород, в которых такое чередова-

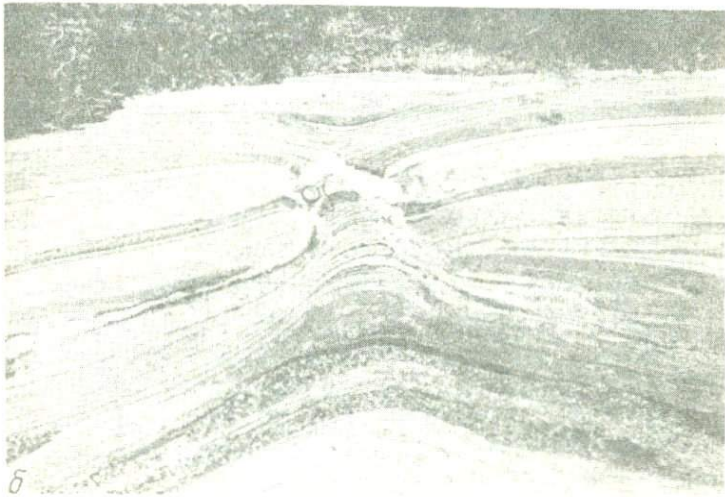
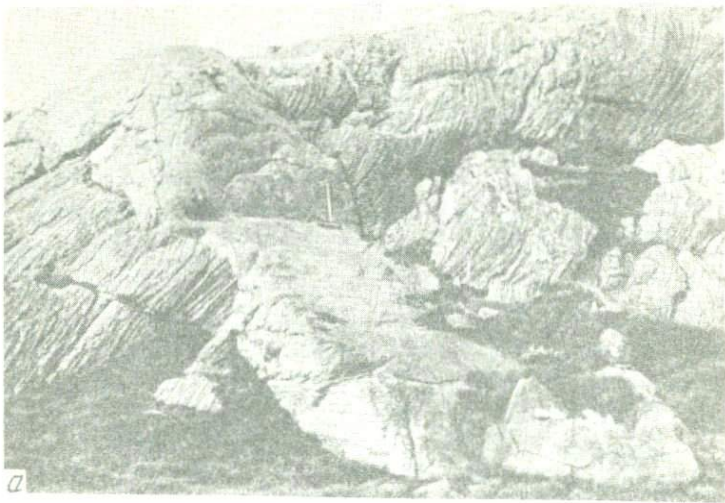


Рис. 4.16. Обнажения гнейсов и мигматитов: а — тонкополосчатые гнейсы рассекаются пегматитовой жилой (под молотком), Льюисский комплекс; б — будинированные полосчатые гнейсы, в межбудинном разрыве присутствует гранитный материал (белое), Хельсинки (Финляндия); в — смятые в складки дайки метабазитов (темно-серое), секущие грубозернистые полосчатые гнейсы, Карелия (СССР); г — дисгармоничная мелкая складчатость в мигматизированных гнейсах, Хельсинки (Финляндия); д — мигматиты с включениями полевошпатовых амфиболитов (темное) в гранитном материале (светлое), Карелия, Финляндия; е — складки в известково-силикатной породе (не čistый мрамор).

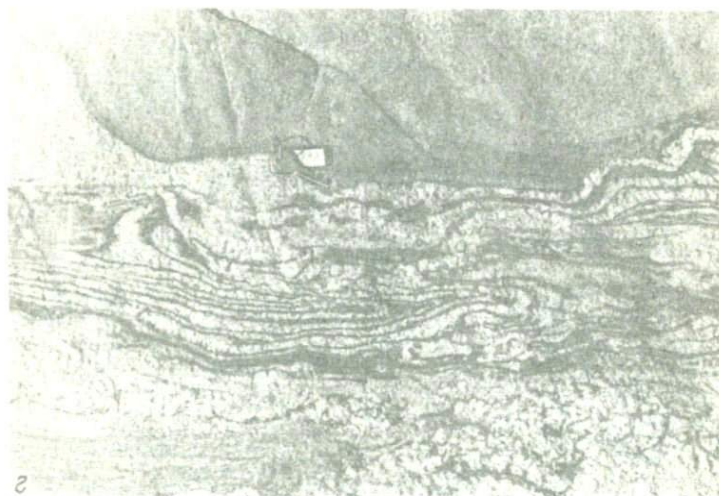


Рис. 4.16. (продолжение)

ние возникло в процессе кристаллизации при отсадке минералов разного удельного веса. Что касается метаосадочных пород, то в них полосчатость может быть параллельна слоистости вещественно разных осадков, т.е. может отражать первоначальное различие состава слоев (не следует, однако, рассматривать полосчатость в гней-

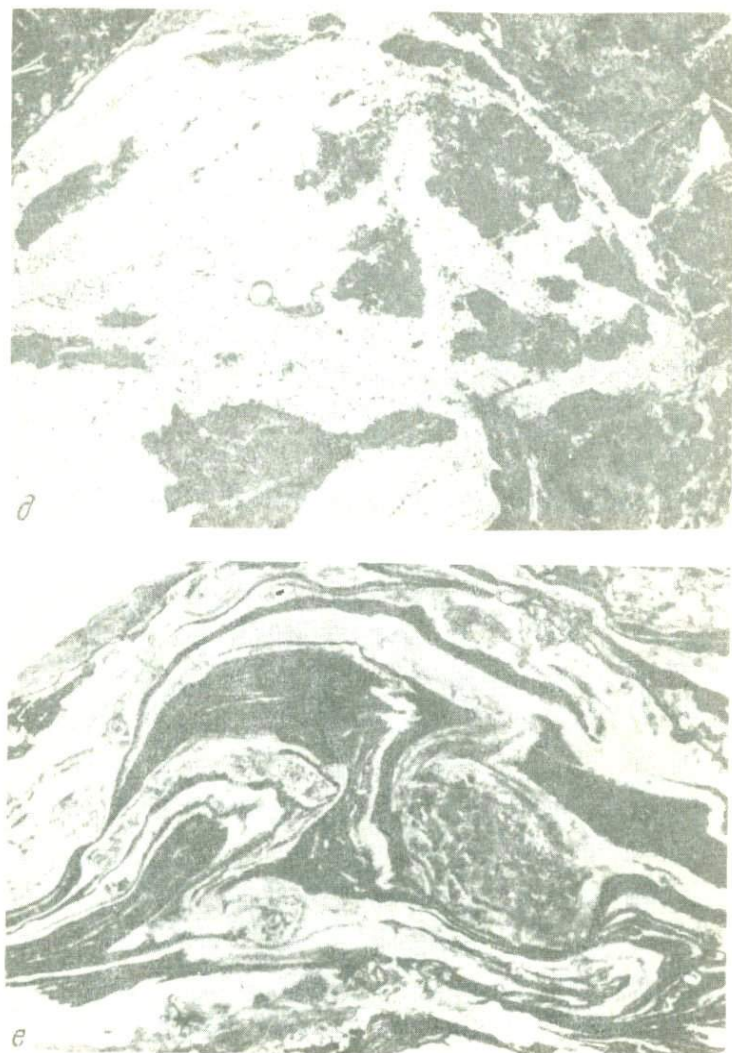


Рис. 4.16. (продолжение)

сах как эквивалент слоистости). В гранулитах среднего состава ширина полос, различающихся минералогически, обычно колеблется в пределах 1 м, что может указывать на первичные различия в составе лав и туфов. Последующие деформации были столь интенсивными, что метаморфические породы оказались сильно сплюснутыми.

Что касается кварц-полевошпатовых гнейсов, то в них полосчатость отчасти могла возникнуть в процессе метаморфизма в результате перераспределения отдельных химических элементов. К сравнительно подвижным элементам относятся калий, натрий, кремний и др., которые могли мигрировать при метаморфизме и обособляться в виде полос, состоящих из полевого шпата и кварца. При выносе этих компонентов на месте могли оставаться железо и магний, из которых впоследствии сформировались прослои железомagneзиальных минералов (роговой обманки и биотита). Такая миграция, по-видимому, носила локальный характер (несколько миллиметров или сантиметров), приводя в итоге к формированию полосчатых гнейсов с толщиной прослоев 1 – 2 см.

В северном и южном блоках Льюисского комплекса повсеместно распространены *мигматиты*. Мигматит (в буквальном смысле) – "смешанная порода", в которой гранитный материал размещается в виде жил, полос и линз в высокометаморфизованных образованиях различного состава. В мигматитах, развитых в Льюисском комплексе, эти высокометаморфизованные породы (субстрат) представлены роговообманково-полевошпатовыми гнейсами (рис. 4.16), но и встречающиеся здесь метапелитовые породы также обогащаются гранитным материалом, образуя мигматиты. Если в мигматитах наблюдается полосчатость, то она обычно неравномерная и хорошо видна непосредственно в обнажении. Мигматиты содержат те же минералы, что и гнейсы, с которыми они ассоциируются, т.е. полевые шпаты, кварц, роговую обманку, биотит, гранат. Наличие таких водосодержащих минералов, как роговая обманка и биотит, может указывать на проникновение в мигматизируемые породы богатого водой расплава из более глубинных, ныне обезвоженных зон. Полагают, что кварц-полевошпатовые гнейсы Льюисского комплекса формировались на более высоком уровне земной коры, нежели гранулиты и пироксеновые гнейсы, возникшие на глубинах около 35 – 40 км. В процессе образования гранулитов вода полностью высвобождалась и, по-видимому, поднималась вверх, унося с собой калий и ряд других элементов. Этот отток воды сыграл впоследствии важную роль в формировании кварц-полевошпатовых гнейсов и мигматитов на более высоких уровнях земной коры.

Предполагают, что мигматиты формировались при частичном плавлении пород в процессе метаморфизма. Частичное плавление может иметь место при высокотемпературном метаморфизме в при-

сутствии воды в породах соответствующего состава. В этих условиях кварц и полевой шпат могут одновременно плавиться при температуре около 750°C с образованием расплава гранитного состава, причем остальная часть породы остается нерасплавленной. Этот гранитный материал обычно менее плотный, чем окружающие твердые породы, и, как правило, поднимается на более высокие уровни коры, где в итоге может образовать гранитные плутоны. На глубине же, где имеет место частичное плавление, гранитный материал, мигрируя и проникая в окружающие метаморфические породы, дает начало мигматитам. Масштабы его миграции обычно невелики: во многих мигматитах перемещение расплава носит сугубо локальный характер и составляет несколько сантиметров или первые метры. Из этого следует, что в процессе метаморфизма в пределах сравнительно небольшого объема пород — несколько метров — не происходило существенного привноса или выноса веществ (не считая воды и ряда подвижных элементов).

В центральном блоке Льюисского комплекса гнейсов широким распространением пользуются крутопадающие или вертикальные узкие (1 — 10 м, реже до 100 м шириной) протяженные (не менее 1 — 2 км) зоны скалывания, сложенные тонкополосчатыми гнейсами и кристаллическими сланцами с отчетливо выраженными ориентированными структурами, где слюды формируют сланцеватость, а роговые обманки — линейность. Эти водосодержащие минералы встречаются здесь совместно с кварцем, полевым шпатом и гранатом. Породы этих зон возникли в результате регрессивного метаморфизма гранулитов и пироксеновых гнейсов, которые они секут. Сочетание прогрева пород, высокого давления и присутствия воды определяет характер химических реакций, приводящих к замещению пироксена амфиболом и амфибола слюдой. В пределах зон скалывания регрессивный метаморфизм проявился в полную силу, уничтожив все признаки минеральных ассоциаций пироксеновых гнейсов. Детальное изучение химизма новых минеральных ассоциаций и составляющих их минералов позволило прийти к выводу о том, что эти зоны играли роль подводящих каналов для водных флюидов, которые высвобождались на глубине из гранулитов и мигрировали вверх. Зоны скалывания представляли собой подвижные зоны, в пределах которых происходили интенсивные деформации и имело место высокое парциальное давление водяного пара. Высказывается предположение, что такие зоны, повсеместно развитые на докембрийских ши-

тах в виде параллельных систем, являются глубинными эквивалентами разломов, которые наблюдаются в хрупких породах более высоких горизонтов коры, некогда перекрывавших метаморфический фундамент. Это иногда подтверждается при картировании в крест простирающихся подобных структур, когда породы по обеим их сторонам обнаруживают относительное смещение (см. раздел о динамометаморфизме, связанном с образованием Мойнского надвига).

Региональный метаморфизм высоких давлений – низких температур. В некоторых регионах, в геологически молодых складчатых поясах преимущественно кайнозойского или мезозойского возраста, развиты метаморфизованные граувакки и вулканические породы основного состава, содержащие необычные (голубого цвета) амфиболы – глаукофаны. Породы часто (но не всегда) рассланцованы и при заметном содержании этого амфибола приобретают характерную голубую окраску. Отсюда и происходит название *голубые сланцы*, или глаукофановые. Наряду с амфиболом в них содержатся пироксен, слоистые силикаты и внешне похожие на полевые шпаты водосодержащие силикаты, состав которых указывает на метаморфизм в условиях аномально низкого теплового потока, низких температур и высокого давления. В случаях когда деформации не были интенсивными, в породах могут сохраняться первичные особенности их строения – ритмичная слоистость в граувакках или подушечные отдельности в лавах. Это можно объяснить тем, что температуры метаморфизма пород были недостаточно высокими для их полной перекристаллизации.

Большинство проявлений глаукофановых сланцев известны в Циркумтихоокеанском поясе и в Альпийско-Гималайской складчатой системе (рис. 2.10), но отдельные их участки иногда встречаются и в палеозойских орогенных поясах, например в каледонском (графство Англси в Уэльсе). В докембрийских орогенных поясах глаукофановые сланцы отсутствуют; причины этого рассматриваются ниже. С позиций концепции тектоники плит распространение глаукофановых сланцев связывается с зонами столкновения двух континентальных плит или океанической и континентальной (рис. 2.11, гл. 5).

Примером глаукофанового метаморфизма может служить область развития Францисканской серии в Прибрежных хребтах Калифорнии, к западу от Сьерра-Невады (рис. 4.17). Францисканская серия представлена толщей граувакк и базальтов мощностью 15 – 20 км, отложившейся на океаническом дне в позднеюрское – меловое время.

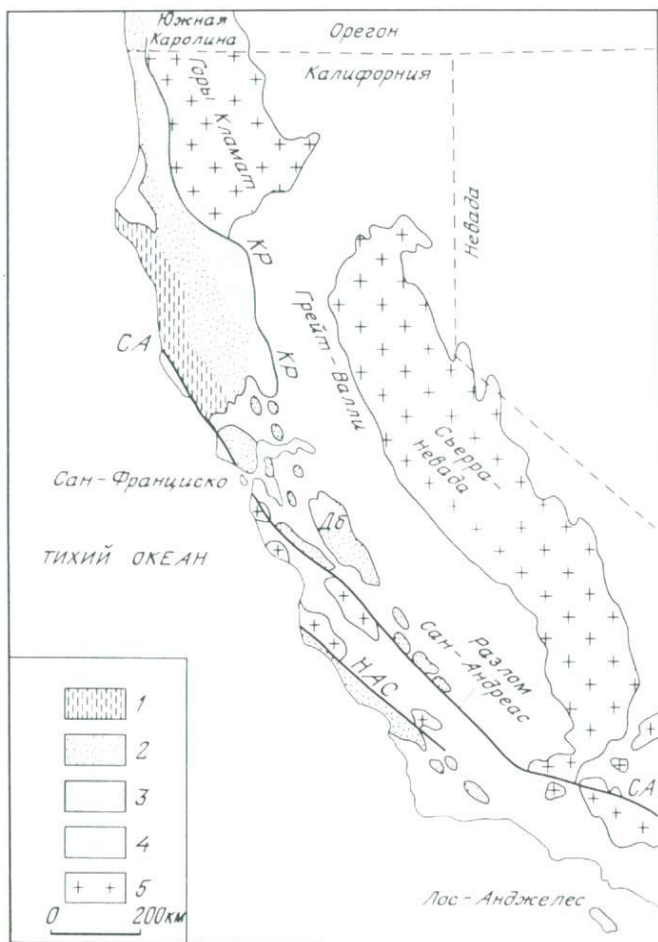


Рис. 4.17. Схема геологического строения Калифорнии. Францисканская группа: 1 – 3 – поля развития цеолитовых минералов; 4 – чехол позднемезойских и кайнозойских отложений; 5 – граниты и ассоциирующиеся с ними метаморфические породы. СА – разлом Сан-Андреас; НАС – разлом Насимьенто; КР – надвиг Коаст-Рейндж; Дб – хребт Дьябло.

Породы по меньшей мере дважды испытали региональный метаморфизм (около 150 и 120 – 100 млн. лет назад) в условиях низких температур – высоких давлений. Перекристаллизация была неполной и неравномерной вследствие низкотемпературного характера метаморфизма, поэтому породы, как правило, не рассланцованы и сохраняют

первичные осадочные текстуры и структуры. На незавершенную перекристаллизацию указывает также отсутствие фазового равновесия между большим числом минералов (часто более десятка), содержащихся в глаукофановых сланцах. По данным лабораторных исследований минералов глаукофановых сланцев, метаморфизм происходил при температуре около 300 – 400°С и давлении 8 – 10 кбар.

Глаукофановые сланцы Францисканской серии распространены вблизи границы океанического желоба и в области, перекрывающей зону субдукции. Тепловой поток в такой тектонической обстановке низкий, потому что холодная литосфера здесь затягивается в более горячую мантию (рис. 4.18). Поскольку тепло передается путем теплопроводности, опускающаяся пластина литосферы не успевает за время погружения нагреться до температуры окружающих мантийных масс. С погружением пластины на все большую глубину происходит увеличение общего давления и тектонических напряжений, что приводит к метаморфизму высоких давлений и низких температур. С позиций модели тектоники плит океаническая кора (по составу базальтовая) погружается в зонах субдукции в верхнюю мантию. На глубинах 50 или более километров эти базальты преобразуются при очень высоких давлениях в плотные породы идентичного валового химического состава, называемые *эклогитами*, для которых характерна минеральная ассоциация: пироксен + гранат. Эклогиты на поверхности встречаются редко и приурочены при этом к складчатым поясам, иногда они ассоциируются с глаукофановыми сланцами. Редкие находки их в виде ксенолитов известны в вулканических породах основного состава и рассматриваются как поднятые из верхней мантии.

Ранее уже отмечалось, что глаукофановые сланцы ограничены в своем распространении преимущественно молодыми орогенными поясами. Это не означает, что и режим метаморфизма, в котором они формировались, ограничен в своем проявлении во времени. Поскольку глаукофановые сланцы встречаются на высоких уровнях складчатых поясов, не исключено, что более ранние из числа последних были уничтожены в процессе посторогенной эрозии (которая обычно протекает интенсивно и с большой скоростью при воздымании горной цепи). Возможно также, что минералы глаукофановых сланцев, сформировавшиеся при высоких давлениях, были замещены другими минералами в ходе более позднего высокотемпературного наложенного метаморфизма. Тектоническое значение глаукофановых сланцев обсуждается также в гл. 5.

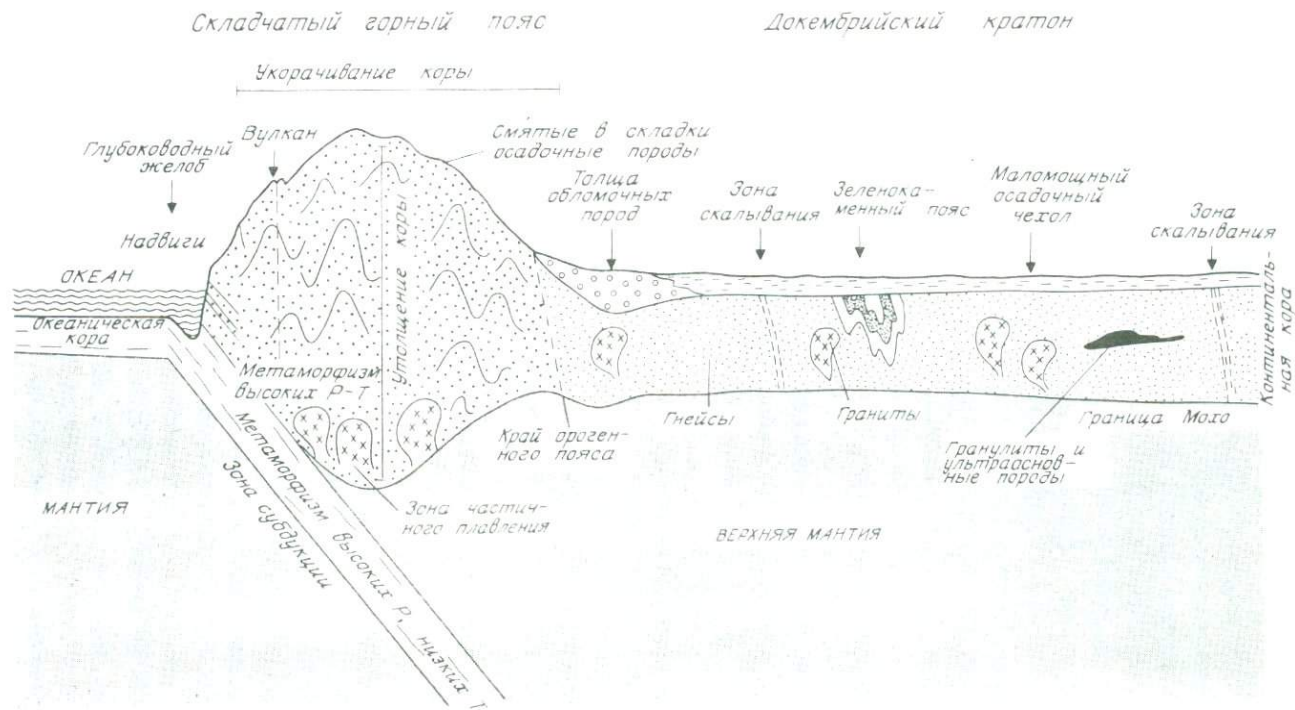


Рис. 4.18. Разрез через гипотетическую зону субдукции, иллюстрирующий местонахождение метаморфических пород.

Краткое содержание. В гл. 4 рассматривались примеры регионального метаморфизма в пределах докембрийских щитов и молодых горных сооружений, а также метаморфизм глаукофанового типа в зонах субдукции.

В качестве примера регионального метаморфизма в складчатых поясах были выбраны далрэдские образования Шотландии, в которых наблюдается постепенная смена зон, соответствующая возрастанию ступени метаморфизма. Это зоны типа Барроу с характерными для них минералами-индексами: хлоритом → биотитом → гранатом → ставролитом → кианитом → силлиманитом. Небольшая часть далрэдских образований на северо-востоке Шотландских нагорий характеризуется иной последовательностью появления минералов-индексов в пелитовых породах: хлорит → биотит → кордиерит → андалузит → силлиманит. Это метаморфическая зональность бучанского типа, которая возникла при метаморфизме пониженных давлений — повышенных температур. При метаморфизме пелитовых осадочных толщ происходят также текстурно-структурные преобразования пород в следующей последовательности: глинистые сланцы →

→ аспидные сланцы → филлиты → кристаллические сланцы →
→ гнейсы.

Метаморфические породы докембрийских щитов обычно представлены полосчатыми гнейсами гранитного состава, количественно подчиненными им гранулитами высокого давления, а также породами относительно низкой ступени метаморфизма. Гранулиты нередко приурочены к древнейшим частям щитов; это породы с гранобластовыми структурами, сложенные безводными минералами. Предполагается, что вода, удаленная из гранулитов при метаморфизме, мигрирует в более высокие горизонты, где играет определенную роль в формировании полосчатых гнейсов, которые в изобилии содержат водные силикаты. Первоначально полосчатые гнейсы представляли собой, по-видимому, плутонические и вулканические породы. В пределах щитов широко распространены мигматиты и гранитные интрузии. Мигматиты — это смешанные породы, образовавшиеся при частичном плавлении, в ходе которого новообразованный гранитный материал мигрировал в сильнометаморфизованные вмещающие породы негранитного состава. Частичное плавление имеет место в условиях метаморфизма, когда в породах соответствующего состава кварц и полевой шпат плавятся при наличии воды при температуре около 750°С с

образованием "влажной" гранитной магмы и с обособлением остаточного твердого более основного по составу материала.

Глаукофановые сланцы по времени формирования связаны с молодыми складчатыми поясами и с зонами субдукции. Они образуются в условиях аномально высоких давлений, низких температур и низких геотермических градиентов, т.е. в обстановке, характерной для краевых областей литосферных плит, погружающихся в верхнюю мантию.

УПРАЖНЕНИЯ

1. Пироксен-полевошпатовый гнейс испытал повторную деформацию и метаморфизм более низкой степени в присутствии воды. Какие минералы могут образоваться при этом? Дайте название новой породе. Назовите тип метаморфизма.

2. Постройте систему координат: давление — температура. Укажите приблизительное положение на этой диаграмме аспидного сланца, филлита, кристаллического сланца и гнейса. Отметьте поле контактового метаморфизма. Сравните полученную диаграмму с диаграммой на рис. 4.19.

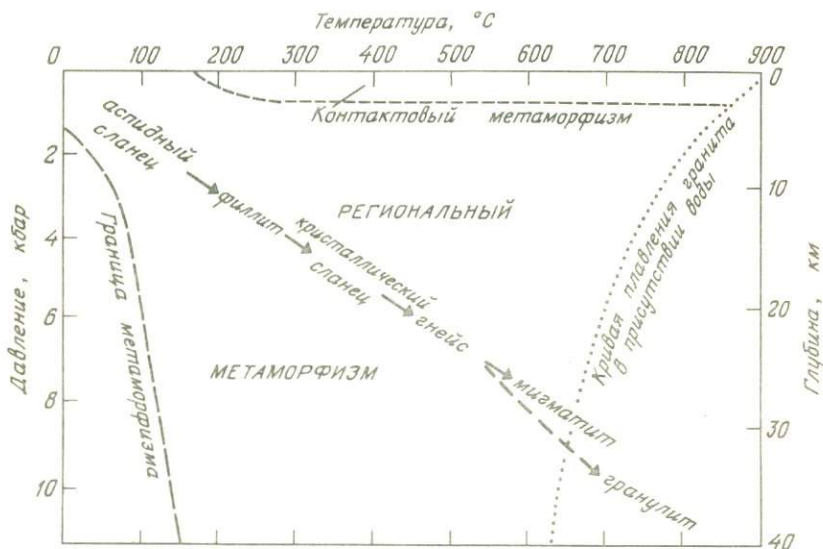


Рис. 4.19. Диаграмма давление — температура, иллюстрирующая условия, благоприятствующие преобразованию пелитовых пород в аспидные и другие сланцы.

3. Выберите минеральные ассоциации (а — д), характерные для соответствующих пород (1 — 7):

- | | |
|---------------------------------------|---------------------------|
| а) кварц + слюда + гранат | 1) мрамор |
| б) роговая обманка + эпидот + кальцит | 2) кварцит |
| в) пироксен + плагиоклаз | 3) амфиболит |
| г) кварц | 4) полосчатый гнейс |
| д) пироксен + гранат | 5) гранат-слюдяной сланец |
| | 6) гранулит |
| | 7) эклогит |

4. Дайте названия метаморфическим эквивалентам следующих пород:

- глинистый известняк — умеренная ступень метаморфизма;
- базальт — высокая ступень метаморфизма;
- глинистый сланец — умеренная ступень метаморфизма.

5. Какие минеральные ассоциации могут образоваться в породах, перечисленных в п. 4, в соответствующих условиях метаморфизма?

Горообразование и метаморфические породы

Горные, или складчатые (орогенные), пояса представляют собой протяженные, узкие, слегка искривленные в плане зоны в структуре земной коры, обычно с высоким расчлененным рельефом. Древние орогенные пояса имеют меньшие высоты по сравнению с молодыми, что объясняется их эрозией. С орогенными поясами тесно связаны метаморфические породы, особенно те из них, которые развиты на континентах. В древних, глубоко размытых горных сооружениях метаморфические породы обнажены значительно больше, чем в молодых. Процессы метаморфизма происходят в глубинных зонах горных цепей при складкообразовании и общем сжатии. Если расплющить кусок пластилина, то он станет тоньше и шире, но объем его при этом не изменится. Орогенные пояса возникают под действием сил сжатия, ведущих к сокращению площади коры в границах пояса. В то же время земная кора оказывается значительно утолщенной в горных областях: например, в Гималаях ее мощность превышает 80 км, тогда как мощность континентальной коры составляет в среднем 35 – 40 км. Высокие горные цепи в процессе поднятия подвергаются быстрой эрозии, что приводит к обнажению в их ядрах глубинных метаморфических пород.

Земная кора состоит из системы крупных тектонических плит, которые образуют мозаичную, или скорлуповатую, структуру (рис. 5.1). Метаморфические породы приурочены к докембрийским щитам континентальных плит и к складчатым поясам, обрамляющим некоторые литосферные плиты. Их границы – это зоны столкновения двух континентальных плит или океанической и континентальной.

Континентальные зоны столкновения. На рис. 5.1 показаны глобальные зоны столкновения плит и связанные с ними складчатые горные пояса. Азия и Европа сочленяются вдоль Уральских гор; Африка и Европа – вдоль огромной системы горных сооружений Альп,

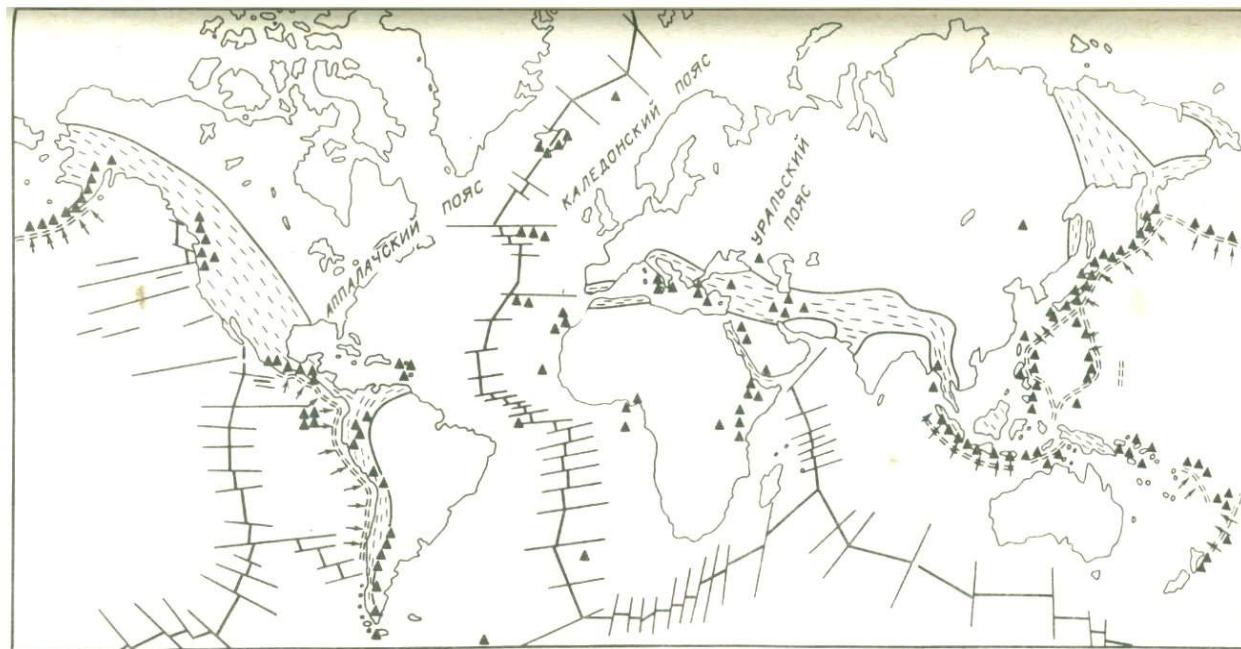


Рис. 5.1. Литосферные плиты и древние зоны столкновений. Земная кора состоит из нескольких крупных жестких плит, перемещающихся относительно друг друга; они расходятся в стороны от срединно-океанических хребтов. Выделяются три типа границ плит: а) "консервативные" — на стыке двух океанических плит, образуются трансформные разломы; б) "деструктивные" — на стыке океанических и континентальных плит, океаническая кора "исчезает" в глубоководных желобах; в) "конструктивные" — на стыке двух континентальных плит, образуются молодые складчатые пояса. 1 — молодые складчатые пояса (альпийские и третичные, моложе 100 млн. лет); 2 — активные срединные океанические хребты; 3 — активные океанические желоба и направление их погружений; 4 — зоны расколов и трансформные разломы; 5 — действующие или потухшие вулканы.

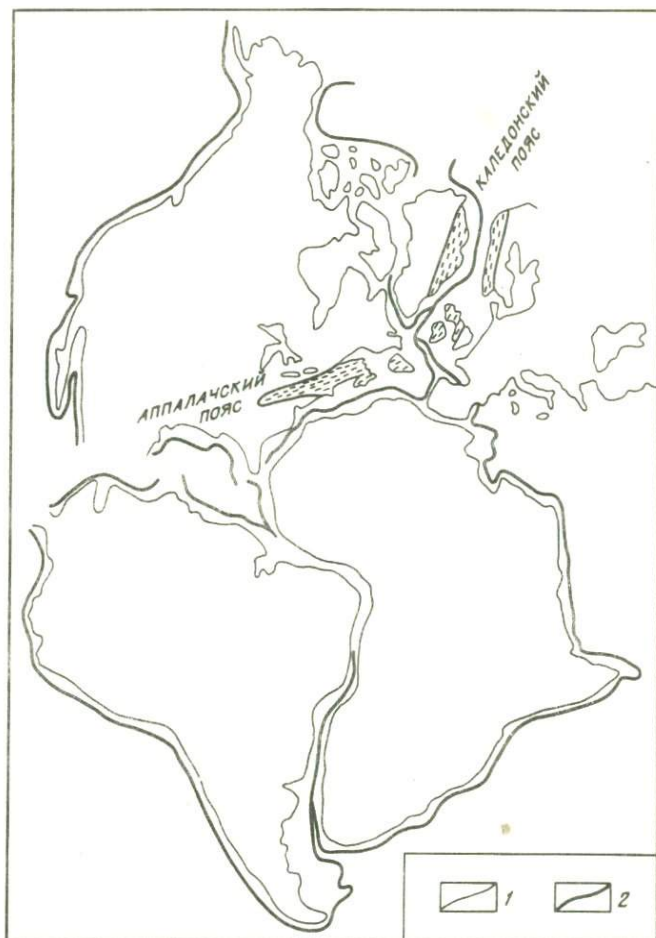


Рис. 5.2. Реконструкция положения континентов до их раскола и дрейфа; показан реконструированный Аппалачско-Каледонский пояс Северо-Атлантической провинции. 1 — современная береговая линия; 2 — изобата 900 м.

Карпат и Гималаев; Каледонский складчатый пояс представляет собой древнюю зону столкновения Северо-Американской и Евразийской плит, что отчетливо выявляется при реконструкции положения Америки и Европы до раскрытия Атлантического океана (рис. 5.2). Герцинский пояс Европы ныне представляет собой сильно раздробленный орогенный пояс, возникший при столкновении Африканского и Европейского материков. Этот пояс древнее Альп и сформировался приблизительно в то же время, что и Уральские горы (примерно 250 – 300 млн. лет назад).

Во всех случаях орогенные пояса развивались в процессе сближения континентальных плит. Примыкавшие к ним участки океанической коры постепенно погружались под континентальные массивы. В итоге континенты сталкивались, а разделявший их океан закрывался. Континентальная кора не может погружаться в мантию вследствие меньшей плотности по сравнению с плотностью мантии. В результате отложения бассейна седиментации по окраинам континентов сминаются в складки, подвергаются сжатию и в областях столкновения двух континентов формируются горные цепи. В этих зонах земная кора укорачивается, а мощность ее увеличивается. В Гималаях, например, мощность коры увеличилась в два раза в результате складчатости и надвигообразования, причем многочисленные смятые в складки тектонические покровы нагромождались друг на друга в зонах пологих надвигов (см. также раздел о Мойнской надвиговой зоне). Эта утолщенная кора погружалась в горячую верхнюю мантию, что способствовало возникновению высокого теплового потока в пределах орогенных поясов (табл. 2.4). Другим источником высокого теплового потока являются сами осадочные образования, которые содержат минералы, богатые радиоактивными элементами. Давление, обусловленное глубиной погружения пород, интенсивная деформация, вызванная силами сжатия, высокие температура и тепловой поток вызывают процессы метаморфизма в орогенных поясах. Вблизи основания утолщенной коры может происходить частичное плавление, что приводит к формированию гранитных магм, которые поднимаются вверх и внедряются в породы; последние при этом деформируются и метаморфизуются. Схемы на рис. 5.3 иллюстрируют предполагаемую последовательность событий в истории Каледонского пояса Великобритании, который представляет собой зону столкновения континентальной и океанической плит.

Первоначальные породы в зоне столкновения характеризуются пестрым составом: они варьируют от пелитовых аргиллитов и глинистых сланцев до осадочных пород, богатых кварцем и включающих песчаники, аркозы и граувакки. Встречаются также карбонатные породы, обычно присутствие вулканитов. В дальнейшем будет показано, что столкновению с континентальной плитой предшествовала субдукция океанической коры, в связи с чем в этой зоне проявился известково-щелочной магматизм (интрузивные и эффузивные магматические породы, формирующие базальт-андезит-дацит-риолитовую серию), продукты которого приносились в континентальную кору и подвергались деформации и метаморфизму. Большое разнообразие

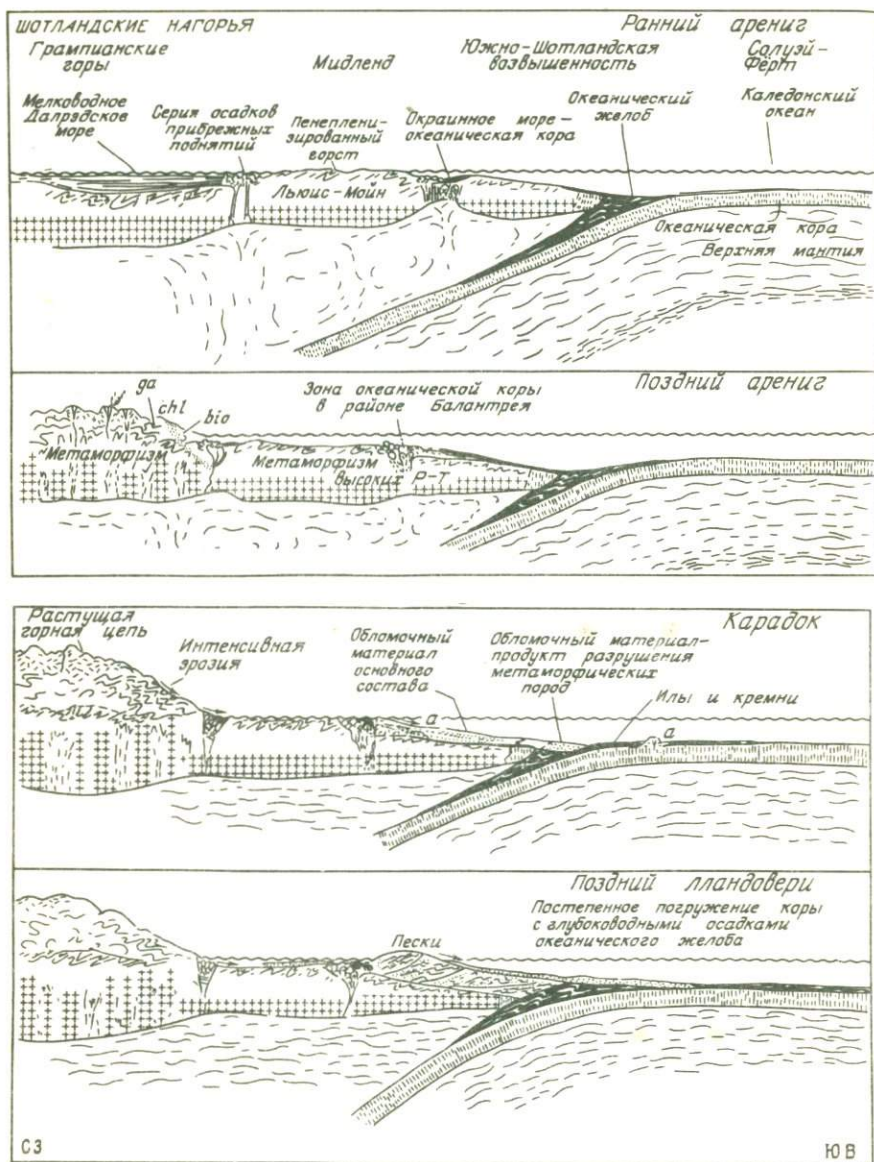


Рис. 5.3. Предполагаемая последовательность событий в истории Каледонского пояса как зоны столкновения континентальной и океанической плит. *ga* — гранат; *chl* — хлорит; *bio* — биотит; *a* — андезитовая лава.

изверженных пород в зонах столкновения плит обуславливает широкий диапазон состава метаморфических пород, формирующихся в ходе складкообразования.

Режим давления и температуры, а также геотермический градиент в зонах столкновения континентальных плит весьма изменчивы, в результате чего создаются потенциальные возможности для возникновения разнообразных метаморфических комплексов низких, умеренных и высоких давлений и температур. Некоторые орогенные пояса характеризуются умеренным тепловым потоком и развитием метаморфических зон типа Барроу, другим же свойственны повышенный тепловой поток и развитие зон бучанского типа. В пределах подвижных поясов альпийского и гималайского типов широко распространены участки глаукофановых сланцев и эклогитов, свидетельствующие о метаморфизме низких температур – высоких давлений и низком тепловом потоке.

Каледонско-Аппалачский пояс протягивается от Гренландии и северной Норвегии до Шотландии (через Шетландские острова), затем он поворачивает на юго-запад в Уэльс, Ирландию и продолжается на восточном побережье Северной Америки, где снова приобретает северо-восточное простирание (рис. 5.4). Южная граница этого пояса четко маркируется примыкающим Герцинским поясом. В Великобритании Каледонский складчатый пояс разделяется на северную (Шотландские нагорья), центральную (Южно-Шотландская возвышенность и район Озерного округа) и южную (Уэльс и остров Англси) зоны (рис. 5.5). На большей части территории Шотландских нагорий проявился метаморфизм фациальной серии умеренного давления – умеренной температуры, за исключением района Бучан (рис. 4.5), где имел место метаморфизм высоких температур – низких давлений. Мощные толщи осадочных пород Далрэдской и Мойнской серий были метаморфизованы с образованием аспидных и кристаллических сланцев, гнейсов, мигматитов, кварцитов, мраморов, амфиболитов. Эти породы испытали деформации нескольких этапов в ходе каледонской орогении. В процессе складчатости температура нарастала постепенно и метаморфизм достиг кульминации в раннеордовикское время. В зоне Бучан северо-восточной Шотландии в мигматитах встречается силлиманит, который образовался, по-видимому, при локальном подъеме температуры. Эта силлиманитовая зона в зональности бучанского типа развита на сравнительно ограниченной площади (рис. 4.5). В Шотландских нагорьях широко распространены граниты (рис. 4.9), относящиеся

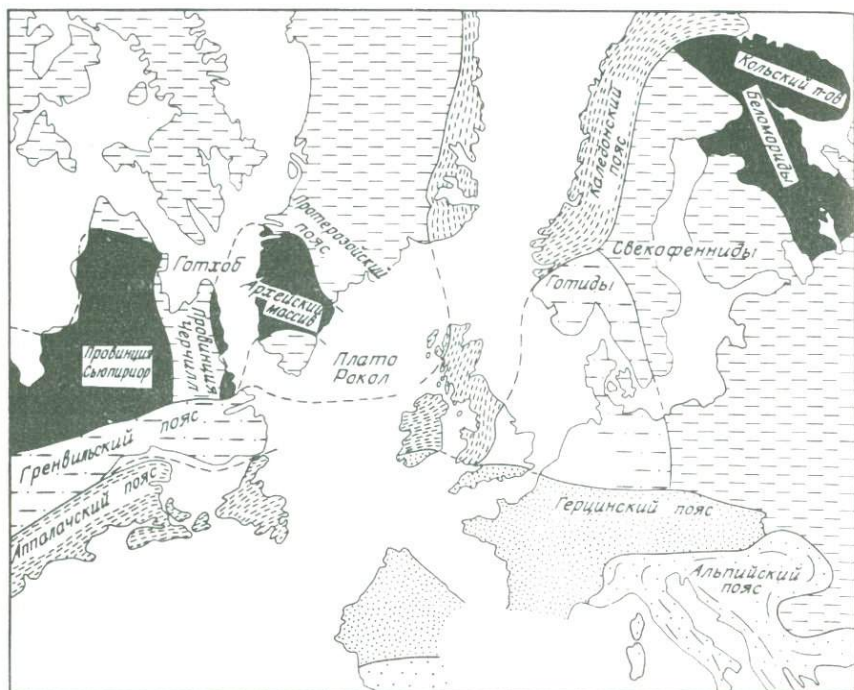
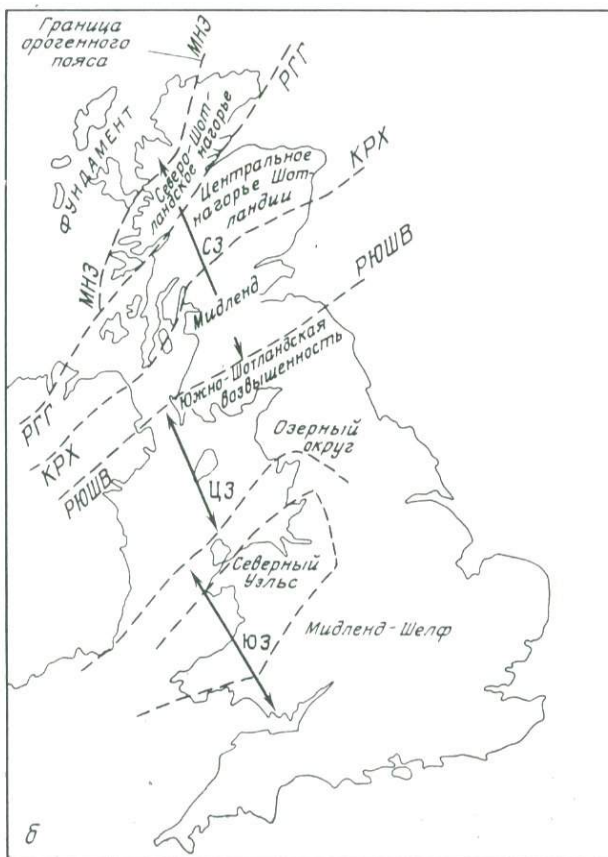


Рис. 5.4. Каледониды в пределах Северо-Атлантической провинции. 1 – архей (> 2500 млн. лет); 2 – протерозой (2500 – 1700 млн. лет); 3 – гренвилиты (1300 – 900 млн. лет); 4 – каледониды (900 – 400 млн. лет); 5 – герциниды (400 – 200 млн. лет); 6 – альпиды (< 200 млн. лет).

Рис. 5.5. Зоны каледонид на Британских островах: а – ранне- и позднепалеозойские орогенные пояса (реконструкция положения до дрейфа); б – структурные зоны каледонид на Британских островах. 1 – герциниды (400 – 200 млн. лет) (Г, А, ЗА); 2 – каледониды (900 – 400 млн. лет) (К). Г – Герцинские горы; А – Апалачи; ЗА – Западная Африка; СЗ – Северная зона; ЦЗ – Центральная зона; ЮЗ – Южная зона; МНЗ – Мойнская надвиговая зона; РГГ – разлом Грейт-Глен; КРХ – краевой разлом Хайленд; РЮШВ – разлом Южно-Шотландской возвышенности.



ся к двум возрастным группам. Более древние граниты имеют возраст около 500 млн. лет и сформировались примерно одновременно со складчатостью и метаморфизмом осадочных толщ. Они описываются как синтетектонические, возникшие за счет частичного плавления вмещающих пород во время деформации. Некоторые из гранитных массивов были позднее перекристаллизованы с образованием гранито-гнейсов и очковых гнейсов. Более молодые граниты сформировались около 400 млн. лет назад после кульминации метаморфизма и деформации. Они называются посттектоническими и часто имеют контактовые ореолы. В отличие от более древних гранитов они не деформированы.

Метаморфические породы в пределах Южно-Шотландской возвышенности и в Озерном округе Англии носят совершенно иной характер по сравнению с распространенными в Шотландских нагорьях. Степень метаморфизма здесь низкая, причем типичны интенсивно рассланцованные аспидные сланцы. Нередко сохраняются первичные осадочные и вулканические текстуры и структуры. Имеется ряд свидетельств, указывающих на то, что метаморфизм в центральной зоне Каледонского пояса локально протекал в условиях высоких давлений — низких температур. Возраст этих образований ордовикский — силурийский; они представлены мощной толщей вулканитов, глинистых сланцев, кремней и граувакк. В южной зоне докембрийские породы развиты на острове Англси, по периферии Уэльса, и спорадически в других районах. Встречаются серпентиниты и глаукофановые сланцы, указывающие на метаморфизм, охвативший основные изверженные породы и проявившийся в фациальной серии высоких давлений — низких температур. На этих породах несогласно залегают кембрийские — силурийские отложения: глинистые сланцы и турбидиты (морские илестые осадки, переотложенные быстрыми подводными потоками), которые были деформированы и очень слабо метаморфизованы с преобразованием преимущественно в аспидные сланцы.

Эволюцию Каледонско-Аппалачского орогенного пояса можно представить в следующем виде. В океаническом бассейне в период от позднего докембрия (1000 млн. лет назад) до ордовика отлагались различные осадки. На мелководном шельфе накапливались маломощные прибрежные осадки, которые с удалением от берега сменялись мощными обломочными отложениями, характерными для глубоководных морских бассейнов седиментации типа трогов. Ложе ордовикского океа-

на было покрыто глубоководными осадками — маломощными черными илами и кремнями. По мере сближения Северо-Американской и Европейской плит океан сокращался и океаническое дно постепенно поддвигалось под континенты. Это приводило к тому, что в областях, перекрывавших зоны субдукции, создавались условия для развития процессов метаморфизма высоких давлений — низких температур при низком тепловом потоке. В итоге к силурийскому времени океан существенно сократился и дно его покрылось мощным слоем граувакк и алевролитов. К девонскому времени океан полностью закрылся и произошло столкновение континентов. Осадки в северной зоне были метаморфизованы в условиях умеренных давлений и умеренных до высоких температур. Частичное плавление нижних горизонтов коры привело к формированию гранитных магм, которые перемещались вверх и внедрялись в породы более высоких уровней коры. Каледонская орогеническая активность завершилась в девоне внедрением посторогенных гранитов. В итоге складчатый пояс испытал поднятие и был глубоко эродирован. Этот тектонический цикл был полным: имели место процессы осадконакопления, складчатости, надвигообразования, метаморфизма, внедрения гранитов; сам же складчатый пояс испытал поднятие, стабилизацию и эрозию.

Зоны столкновения континентальной и океанической плит. Метаморфические породы широко распространены в складчатых поясах, приуроченных к континентальным окраинам, в частности на западном побережье Северной и Южной Америки (рис. 5.6). Край Тихоокеанской плиты, примыкающей к Южно-Американской континентальной плите, ныне поддвигается под континент в зоне субдукции. Метаморфические пояса позднепалеозойского возраста в Чили расположены параллельно границе Тихого океана, а кордильера Северной Америки имеет мезозойский возраст и включает метаморфические пояса Францисканский и Сьерра-Невада. Для последнего характерно присутствие огромных гранитных батолитов, которые занимают значительную часть этого горного сооружения.

Пояса метаморфических пород формировались под тихоокеанскими островными дугами типа Японских, Новозеландских, Курильских островов и острова Сахалин (рис. 5.6). Островные дуги представляют собой цепи океанических островов с действующими вулканами, поставляющими на поверхность большие количества изверженного материала — кислых и средних по составу лав и других продуктов

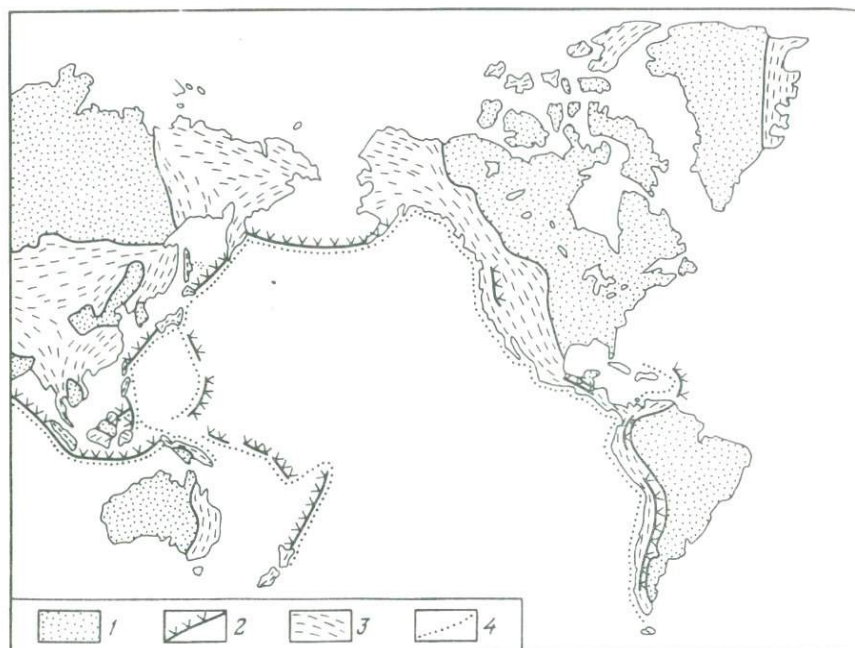


Рис. 5.6. Метаморфические пояса Циркумтихоокеанского пояса. 1 — щиты; 2 — зоны вулканизма; 3 — складчатые пояса; 4 — зоны землетрясений.

вулканической деятельности. Образование метаморфических поясов под островными дугами обусловлено поддвижением Тихоокеанской плиты под близлежащие континентальные плиты.

Для пород, метаморфизованных в зонах субдукции, типичен метаморфизм высоких давлений — низких температур. Геотермический градиент в этих условиях очень низкий и составляет 10°C на километр. Такое низкое его значение объясняется тем, что холодные пластины океанической коры погружаются в горячую мантию и в соответствии с этим изгибаются геоизотермы (рис. 5.7). Метаморфизм высоких давлений возникает под действием сил сжатия, когда океаническая плита сталкивается с континентальной, что ведет к появлению пород низкой степени метаморфизма.

Граувакки (смешанные обломочные породы, образующие обычно мощные осадочные клинья) относятся к наиболее распространенному типу пород в зонах столкновения континентальной и океанической плит, реже с ними ассоциируются пелитовые осадки. Регионально-метамор-

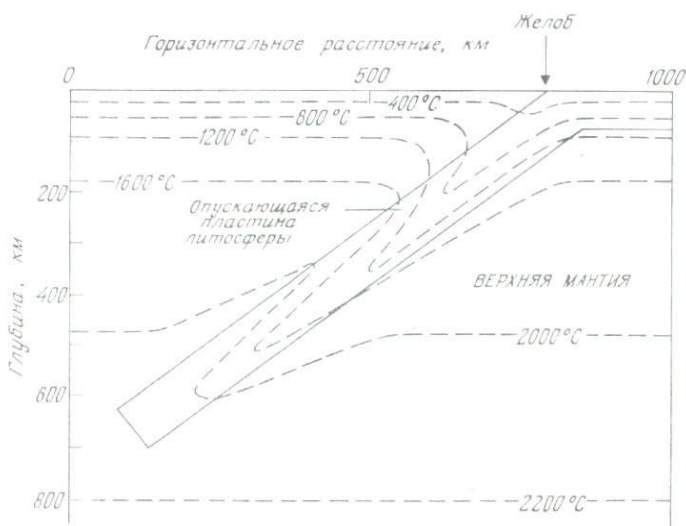


Рис. 5.7. Положение геоизотерм в зоне субдукции. Геоизотермы изгибаются вниз по мере погружения холодной пластины коры в мантию.

физованные породы развиты здесь в виде параллельных зон или поясов, последовательно отражающих возрастание глубин формирования в коре. Эти зоны распределяются следующим образом:

цеолитсодержащие породы	глубина 5 – 10 км
глаукофановые сланцы	} глубина 35 – 40 км
зеленсланцевые породы	
амфиболиты	

Подобная метаморфическая зональность отмечается в области францисканских образований западной Калифорнии (рис. 4.17). Около 150 млн. лет назад здесь в процессе метаморфизма образовались глаукофановые сланцы. Вследствие низкого теплового потока и высокого давления для метаморфических поясов рассмотренного типа граниты обычно не характерны. Граувакки в составе францисканского разреза, по-видимому, сформировались непосредственно на океанической коре, т.е. континентальный фундамент гранитного типа отсутствовал. Породы калифорнийской части кордильеры интенсивно деформированы, в них широко развиты складчатые и разрывные нарушения и надвиги, которые усложнили разрез, включающий метаморфизованные пластинообразные тектонические отторженцы океанической коры.

В строении американской кордильеры на всем ее протяжении от Аляски до Чили важную роль играют крупные гранитные батолиты. Наиболее известными среди них являются Коуст-Рейндж, Айдахо, Сьерра-Невада, Калифорнийский и Перуанский (рис. 5.6). Каждый крупный батолит может включать в себя многочисленные, меньшие по размерам плутоны; сотни мелких гранитных массивов объединены в составе крупного интрузива. Некоторые батолиты имеют огромные размеры, достигая 1500 км в длину при ширине 200 км. Внедрение крупных батолитов происходило на сравнительно небольших глубинах (около 5 – 10 км); они имеют контактовые ореолы, которые отражают процессы контактового метаморфизма, наложенные на регионально-метаморфизованные и деформированные осадочные и вулканические породы. Последние представлены андезитами и риолитами того же состава, что и прорывающие их плутонические тела. Хотя батолиты и называются гранитными, строго говоря, они сложены преимущественно гранодиоритами (отметим, что близкий состав имеют и широко распространенные на докембрийских шитах полосчатые гранитогнейсы). Гнейсы этого состава найдены в некоторых глубоко эродированных батолитах кордильеры Южной Америки. Внедрение интрузивных пород происходило в несколько фаз: синорогенные (или синтетектонические) граниты интродировали в четыре фазы в интервале 200 – 100 млн. лет назад, а становление посторогенных (или посттектонических) плутонов происходило в две или три фазы в интервале 70 – 100 млн. лет назад. Эта огромная по объему масса гранитной магмы, по-видимому, генерировалась при частичном плавлении утолщенной коры в ее глубинных зонах в орогеническую эпоху. Мощность современной континентальной коры под Сьерра-Невадой составляет 50 км. Метаморфизм протекал в режиме высоких температур – низких давлений с интенсивным тепловым потоком; с таким режимом закономерно связаны большие объемы гранитной магмы. Вполне вероятно, что в области американской кордильеры присутствуют *парные метаморфические пояса*. Вблизи Тихоокеанского побережья, в области развития францисканских образований Калифорнии, расположена часть пояса с глаукофановыми сланцами, характеризующаяся условиями высоких давлений – низких температур. В районе Сьерра-Невады на континентальной стороне ему соответствует метаморфический пояс с гранитным батолитом Сьерра-Невада, характеризующийся режимом высоких температур, высокого теплового потока и низких давлений. В области американской кордильеры выявлен це-

лый ряд ценных месторождений, связанных с изверженными породами; среди них присутствуют месторождения таких металлов, как железо, медь, золото, серебро, свинец, цинк. Металлогенические провинции простираются параллельно структурам складчатого пояса.

Формирование парных метаморфических поясов можно связать с тем, что Тихоокеанская океаническая плита поддвигается под Северо-Американскую и Южно-Американскую плиты. Глаукофановые сланцы распространены на континентальной окраине, тогда как гнейсы и граниты – в удаленных от нее частях материка. Это свидетельствует об увеличении глубины зоны субдукции с удалением от границы континент – океан в сторону материка (рис. 2.11, 4.18, 5.3 и 5.7).

Метаморфические пояса во времени. Тепловой поток в континентальной коре не оставался постоянным в геологической истории Земли. В целом отмечается его уменьшение во времени, что привело к образованию разнотипных комплексов регионально-метаморфизованных пород в разновозрастных структурах земного шара. Метаморфические пояса низких и умеренных давлений известны во временном диапазоне от докембрия до третичного периода. Однако пояса высоких давлений, по-видимому, формировались лишь с конца докембрия, при этом большинство из них имеют мезозойский – кайнозойский возраст, хотя известны отдельные примеры палеозойских глаукофановых сланцев в Каледонском поясе Шотландии и Ирландии и в пределах герцинской горной цепи Урала, СССР. По всей вероятности, геотермический градиент в докембрии был слишком высоким, что препятствовало формированию поясов высоких давлений – низких температур. Выходы на поверхность гранулитов и пироксеновых гнейсов высоких давлений – низких температур в основном приурочены к областям докембрийских пород; они обычно слагают центральные части щитов (табл. 5.1)

Тепловой поток во времени. Каждый этап эволюции Земли, по-видимому, характеризовался определенным геотермическим градиентом. С докембрийского времени отмечается постоянное снижение теплогенерации и средних геотермических градиентов, обусловленное уменьшением количества радиоактивных изотопов по мере их распада. Здесь необходимо подчеркнуть, что речь идет о "средних" величинах, поскольку тепловой поток и геотермические градиенты в периоды горообразования не обязательно соответствовали "средним" значениям. В действительности тепловой поток в те или

Т а б л и ц а 5.1. Распространенность (в %) главных типов пород в континентальной коре

Типы пород	Архейские ядра	Докембрийские складчатые пояса	Фанерозойские складчатые пояса
Граниты и гранодиориты	15	15	30
Гнейсы и мигматиты	60	65	10
Гранулиты	7	7	—
Амфиболиты и кристаллические сланцы	5	5	—
Осадочные породы	—	6	47
Вулканогенные породы	11	1	13
Породы основного — ультраосновного состава	2	2	—

иные геологические эпохи мог быть аномальным, что зависело, в частности, от мощности коры на данном этапе. Так, например, континентальная кора в раннем докембрии была, по-видимому, меньшей мощности (но незначительно), чем в настоящее время, и тектонические процессы протекали тогда более активно. Однако все это достаточно умозрительные заключения.

Исходя из состава пироксенов и полевых шпатов гранулитов Льюисского комплекса, рассчитали, что эти породы могли сформироваться только в том случае, если мощность коры в архее составляла около 40 км. Поскольку гранулиты ныне обнажаются на поверхности и подстилаются другими породами, докембрийская кора, вероятно, была достаточно мощной и не слишком отличалась в этом отношении от установленной в современных складчатых поясах. Сочетание таких факторов, как более тонкая кора и повышенная тектоническая активность в докембрии, должно было, вероятно, проявиться в пониженных давлениях и более высоком геотермическом градиенте и как следствие этого выразиться в отсутствии глаукофанового метаморфизма (высокое давление — низкая температура). Как уже отмечалось, глаукофановые сланцы в раннедокембрийских породах не встречаются, но их отсутствие

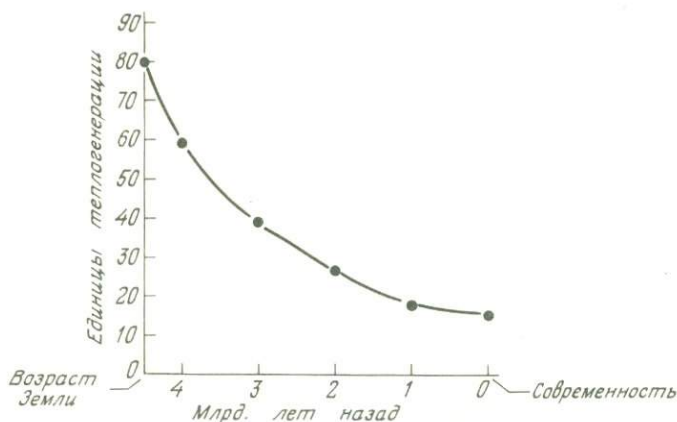


Рис. 5.8. Изменение теплогенерации во времени.

можно объяснить и другими причинами. Геотермические градиенты обнаруживают вариации как во времени, так и в пространстве. Общее их уменьшение от раннего докембрия до настоящего времени связано с уменьшением количества радиогенного тепла. Последнее генерировалось при радиоактивном распаде ^{40}K и U , причем в докембрии его было в несколько раз больше, чем в настоящее время, что видно по крутому наклону кривой на рис. 5.8. Эта кривая называется *экспоненциальной*. Кривые, отражающие величины теплового потока, теплогенерации, потери тепла, радиоактивный распад и др., носят экспоненциальный характер (рис. 2.1, 2.2 и 3.1).

Эволюция земной коры. Рост континентальной коры в истории Земли происходил главным образом в течение следующих периодов:

- а) архейского (ранний докембрий, 4600 – 2500 млн. лет назад);
- б) протерозойского (поздний докембрий, 2500 – 600 млн. лет назад);
- в) фанерозойского (постдокембрий, 600 – 0 млн. лет назад).

Первые континенты появились в архее, возможно, в виде небольших плит, которые в итоге соединялись, образуя более крупные континентальные массивы. Эти древние континенты постепенно становились более мощными и увеличивались по площади в течение архейского времени. Все обнаженные на щитах архейские породы метаморфизованы, что указывает на отсутствие эродированной верхнеархейской



Рис. 5.9.

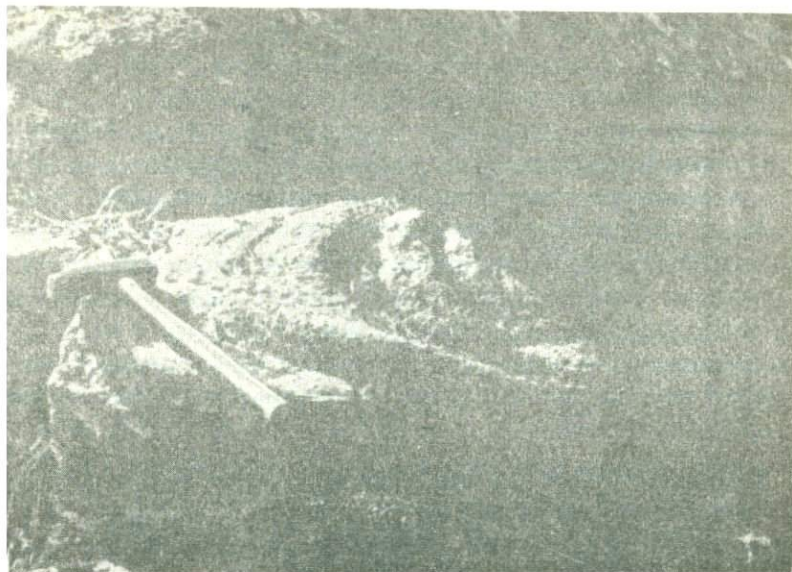


Рис. 5.9. Текстуры слоистости. Первичные текстуры практически неизменных докембрийских пород с возрастом более 2000 млн. лет, Балтийский щит (Финляндия, Карелия). а — косая слоистость в песчанике (ныне арцит); б — лингулоподобные (языковидные) знаки ряби на поверхности пластования песчаника; в — волнистая поверхность потока базальтовой вы.

ры, которая некогда их перекрывала. Во многих случаях древние метаморфические породы сохранили свои первичные черты и признаки адочного и вулканогенного происхождения, например косую слоистость, знаки ряби, подушечную отдельность и миндалекаменную текстуру (рис. 5.9). Тектоническая активность в это время проявлялась, видимо, более интенсивно, т.е. орогенические циклы завершались быстрее, чем в более поздние эпохи истории Земли. К протерозойскому времени континенты стабилизировались, и около 2500 млн. лет назад сформировалось примерно три четверти современных площади и объема континентов. Стабильные блоки докембрийской коры называются кратонами. Последние с докембрийского времени не претерпели вообще или претерпели очень слабую тектоническую активизацию. Режим тектоники плит, сопоставимый с современным, вероятно, установился в протерозойское время. Фанерозойский этап в истории Земли характеризуется расколом крупных континентов, их дрейфом и столкновением отдельных фрагментов. В зонах столкновений форми-

ровались горные цепи и метаморфические пояса, причем более молодые орогенные пояса причленялись к докембрийским ядрам или кратонам. Вместе с тем площадь континентов увеличивалась по мере того, как бассейны седиментации вокруг кратонов закрывались и подвергались сжатию. На континентальных окраинах развивались впоследствии орогенные пояса, включающие метаморфические породы и гранитные интрузии. Такое концентрическое расположение докембрийских и фанерозойских орогенных поясов наиболее отчетливо выражено в Северной Америке (рис.4.14). Относительное снижение тектонической активности с архейского времени связано с уменьшением теплового потока. Тепловая энергия является движущей силой тектонических процессов на Земле, а теплогенерация в целом уменьшалась в течение протерозойского времени.

Метаморфические породы и ранняя история Земли. Основной объем континентальной земной коры был создан в докембрийское время, которое составляет 88 % геологического времени. Архейские породы представлены в основном метаморфическими разностями, но среди протерозойских образований земного шара известно много примеров недеформированных и неметаморфизованных платформенных отложений, залегающих на архейском фундаменте. Многочисленны примеры и метаморфизованных протерозойских пород.

Образование континентальной коры является важнейшим геологическим событием в истории Земли. Континентальная кора в противоположность океанической не разрушается при погружении в мантию вследствие меньшей плотности, со временем она все больше увеличивается в объеме. Таким образом, формирование континентов представляет собой необратимый процесс. Земля находится в непрерывном развитии, а это означает, что многие процессы и явления имеют однонаправленный, необратимый характер. Как уже отмечалось, общая теплогенерация в Земле со временем уменьшилась. В период образования планеты, т.е. 4600 млн. лет назад, в ее недрах присутствовало больше радиоактивных теплогенерирующих изотопов, чем ныне. Внутреннее тепло Земли – это энергетический источник, являющийся движущей силой многих планетарных тектонических процессов. В следующих разделах мы кратко рассмотрим последствия этих явлений, в частности коснемся вопроса о возможности приложения гипотезы тектоники плит к докембрию. Предварительно необходимо получить некоторое представление о роли метаморфических пород в строении докембрийских щитов.

Архей. Докембрийские щиты сложены породами, сформировавшимися в двух разных метаморфических обстановках. Во-первых, существуют так называемые: *зеленокаменные пояса*, которые обнаруживают сравнительно слабые деформации и метаморфизм, а во-вторых, — резко отличные от них гнейсовые комплексы, представленные гранулитами, гранитогнейсами и мигматитами. Породы в пределах комплексов интенсивно деформированы и перекристаллизованы в условиях умеренных до высоких давлений и температур. Это только общая картина распределения разных комплексов пород, поскольку для отдельных участков щитов характерны постепенные переходы между зеленокаменными породами, гранитоидами и гнейсами (с промежуточными типами пород и переходами по степени их метаморфизма); в этих случаях их разделение затруднительно.

Зеленокаменные пояса представляют собой более или менее протяженные узкие синформные структуры, сложенные мощными толщами метаморфизованных базальтовых лав и перекрывающих их осадочных пород. Эти пояса прорваны гранитными интрузиями и разделены полями гранитогнейсов (рис. 5.10). Зеленокаменные пояса известны на большей части докембрийских щитов, однако не ясно, есть ли они в пределах слишком небольшого по размерам фрагмента Шотландского щита, а также на Гренландском щите, внутренние области которого скрыты под покровом льда. Зеленокаменные пояса на большинстве континентов сформировались во временном диапазоне 2800 — 2600 млн. лет назад. В разрезе поясов выделяются следующие крупные стратиграфические единицы:

- а) верхняя группа: граувакки, конгломераты, песчаники, полосчатые железорудные формации;
- б) средняя группа: андезитовые вулканические породы;
- в) нижняя группа: лавы основного — ультраосновного состава.

Ультраосновные лавы впервые были описаны в архейских образованиях, в настоящее время они известны и в более молодых структурах. Эти лавы, по-видимому, образовались из мантии при высокой степени плавления. Специфической их чертой является высокое содержание магния — выше, чем в современных лавах океанического ложа, которые также образовались при частичном плавлении верхней мантии. Химические анализы метаморфизованных ультраосновных лав показывают, что они произошли из древней мантии в процессе ее быстрого разогрева и обширного плавления. Лавы более высоких горизонтов разреза зеленокаменных поясов представлены базальта-

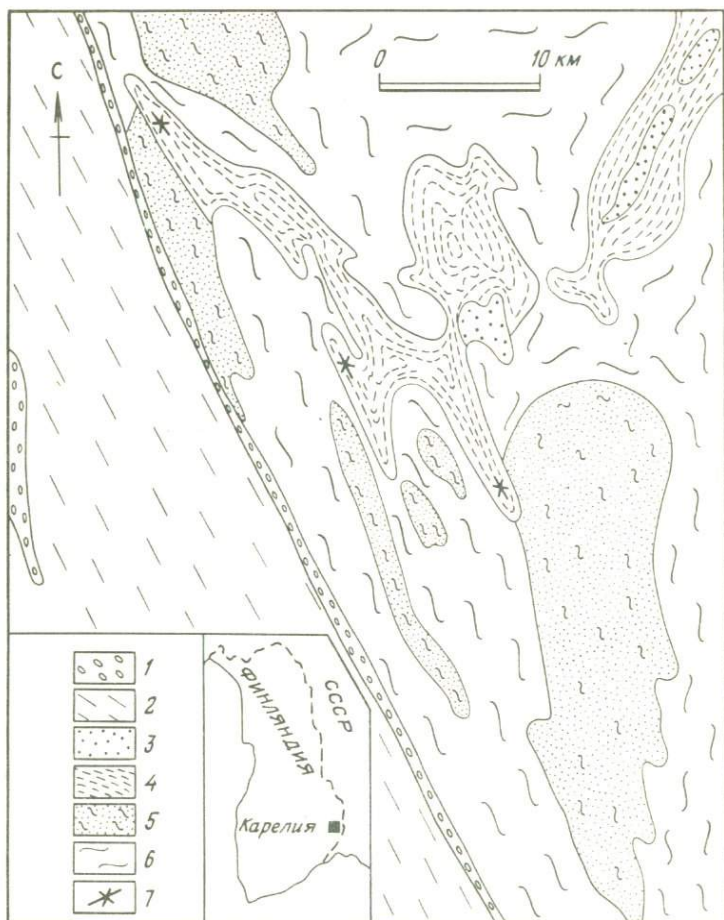


Рис. 5.10. Зеленокаменный пояс в докембрийском фундаменте Карелии и Восточной Финляндии. Протерозой: 1 — кварциты; 2 — кристаллические сланцы. Архей: 3 — осадочные породы; 4 — зеленокаменные образования; 5 — гранитогнейсы; 6 — гранодиоритовые гнейсы; 7 — синформные структуры.

ми, андезитами и дацитами, по составу близкими к лавам современных островных дуг. Осадочные образования приурочены к верхним горизонтам разреза. Это преимущественно незрелые обломочные породы — граувакки и конгломераты. Обломочный материал поступал в бассейны осадконакопления с близлежащих массивов гранитогнейсов

и вулканогенных толщ, формируясь под действием быстрой эрозии с последующими переносом и отложением.

Цикл формирования зеленокаменного пояса завершился смятием в складки и метаморфизмом лав и осадочных пород. Типоморфными минералами в слабо метаморфизованных (зеленосланцевая фация) и сильнее метаморфизованных (амфиболитовая фация) породах являются соответственно хлорит и амфибол. В процессе складчатых деформаций зеленокаменные пояса были интродуцированы гранитными магмами. Некоторые гранитные тела впоследствии сами подверглись интенсивной деформации. С зеленокаменными поясами часто связана минерализация: например, в Канаде и Южной Африке к таким поясам приурочены промышленные месторождения меди, никеля, хрома, золота и серебра. Важное экономическое значение имеют и некоторые осадочные формации (полосчатые железные руды). На рис. 5.11 показаны смятые в складки тонкополосчатые железорудные породы (джеспилиты) из зеленокаменных поясов Карелии и Финляндии (рис. 5.10).

Считается, что более поздними аналогами докембрийских зеленокаменных поясов являются *краевые бассейны*, которые устанавливаются на западном побережье Северной и Южной Америки, на континентальной стороне горных цепей Анд и Кордильер. Первоначально они представляли собой прогибы в земной коре, расположенные на окраинах материков за пределами областей горообразования. В результате столкновения Тихоокеанской плиты с Американскими континентальными плитами краевые бассейны закрылись, подверглись сжатию и деформации, а породы, выполнявшие их, были метаморфизованы. В породах, развитых в краевых бассейнах и зеленокаменных архейских поясах, наблюдается много общих черт. Характерное для верхних частей разреза большое количество грубообломочных осадков возникло за счет разрушения примыкающих высокогорных массивов. Для краевых бассейнов типично проявление андезитового вулканизма и гранитных интрузий, а в сопредельных районах встречаются базальтовые лавы океанического типа, которые преобладают в докембрийских зеленокаменных поясах.

Высокоградиентные гранулитогнейсовые архейские пояса известны на многих шитах. Проявление в них метаморфизма относится к периоду 3100 – 2700 млн. лет назад, и среди этих высокоградиентных пород иногда встречаются древнейшие из известных в данном регионе. В Гренландии, на полуострове Лабрадор и в Зимбабве (Южная Аф-



Рис. 5.11. Складки в полосчатых железорудных породах Карелии и Финляндии.

рика) возраст этих поясов наиболее древний. В гранулитогнейсовых поясах обычно присутствуют следующие комплексы высокометаморфизованных пород:

- а) кварциты, слюдяные сланцы с кианитом и силлиманитом и метаморфизованные породы основного состава (5 %);
- б) кварц-полевошпатовые (гранодиоритовые) гнейсы (85 %);
- в) расслоенные интрузии основных и ультраосновных пород в виде отдельных включений.

Эти три комплекса не всегда образуют отчетливо обособленные участки или зоны; так, в Гренландии комплексы а) и б) взаимно перемежаются, в комплексах б) встречаются включения комплекса в), комплекс б) прорывается пластовыми интрузиями комплекса в). Присутствие алюмосиликатов в кианитовых сланцах и силлиманитовых гнейсах комплекса а) указывает на то, что первоначально они представляли собой глинистые осадки. С ними ассоциируются мраморы и кварциты. Эти метаосадочные породы образуют маломощные прерывистые горизонты среди гнейсов и составляют небольшую часть в общем объеме пород данного региона. Метаморфизованные породы основного – ультраосновного состава комплекса в) ассоциируются с метаосадочными породами. Эти пластообразные, некогда протяженные тела были интенсивно деформированы, разбиты на отдельные блоки, линзы, будины (удлиненные блоки с округлыми краями) и затем заключены в кристаллические сланцы и гнейсы вскоре после их кристаллизации. В областях высокометаморфизованных образований доминируют породы комплекса б). Это светлоокрашенные полосчатые кварц-полевошпатовые гнейсы, содержащие плагиоклаз, кварц, роговую обманку, биотит. По валовому химическому составу гнейсы относятся к гранодиоритам. Огромные батолиты такого состава широко распространены в Андах и в кордильере на западном побережье Северной Америки. Глубоко эродированные корни этих молодых складчатых горных поясов сложены гранодиоритами, которые были метаморфизованы с образованием полосчатых гнейсов. Представляется вероятным, что и древние высокометаморфизованные гнейсы на шитах также являются глубоко эродированными и метаморфизованными гранодиоритами. Тектонический режим, в котором формировались эти породы, вероятно, был близок к режиму в молодых горных сооружениях, расположенных над зоной субдукции. В таких условиях генерировались большие массы гранодиоритовой магмы.

Гранулиты встречаются в виде реликтов в центральных частях архейских щитов. Они представляют собой продукты метаморфизма в условиях высоких давлений — высоких температур и отсутствия воды и сформировались на самых глубоких уровнях континентальной коры (35 — 40 км). Гранулиты многих районов земного шара показывают возраст метаморфизма 2800 — 2600 млн. лет.

Граница между археем и протерозоем проводится на рубеже 2500 млн. лет. Теплогенерация на рубежах 3500 и 2500 млн. лет назад составляла соответственно 50 и 30 е.т.п., т.е. заметно уменьшилась с архейского времени (рис. 5.8). Граница между археем и протерозоем является важнейшей вехой в летописи истории Земли и знаменует собой переход от режима, в котором создавались небольшие континентальные плиты и имело место столкновение плит, к режиму протерозоя с образованием более крупных, более мощных и более стабильных плит. Эта перестройка, вероятно, происходила не столь быстро и не везде одновременно. Переходный период мог охватывать 300 — 400 млн. лет.

Протерозой. В отличие от архея протерозойский период в истории Земли был временем, когда сформированные ранее породы подвергались многократным деформациям и метаморфизму. Архей же характеризовался тем, что в это время была полностью сформирована новая континентальная кора. Для протерозойской тектонической активности характерны две крупные эпохи горообразования: на рубежах 1800 и 1000 млн. лет (табл. 5.2). В краевых частях протерозойских подвижных поясов обычно присутствуют рои даек основных пород. Они обычно параллельны общему простиранию складок и сланцеватости пород. Процессы деформации и метаморфизма в протерозое носили интенсивный характер и приводили к преобразованию осадочных пород, сформировавшихся в глубоких бассейнах, в гнейсы. Наличие крупных надвигов и складок указывает на то, что кора испытала интенсивное сжатие примерно 1800 млн. лет назад. Дайки основных пород были деформированы и уплощены, при этом в ходе метаморфизма первичные оливин и пироксен в долеритах заместились роговой обманкой. В результате интенсивной деформации в дайках возникли ориентированные структуры — сланцеватость и линейность, — а сами они были превращены в амфиболиты и роговообманковые кристаллические сланцы. Развитие гранитогнейсов и мигматитов и отсутствие гранулитов свидетельствуют об участии воды в процессах метаморфического минералообразования.

Т а б л и ц а 5.2. Главные события геологической истории земной коры в докембрии

	Возраст, млн. лет	Тектонические события
Протерозой	750	Складчатые системы в зонах столкновения литосферных плит
	1000	Пояс Гренвиль — Мойн
	1500	Гранитоидный интрузивный магматизм
	1800 — 2100	Раннепротерозойские складчатые пояса
	2150	Поднятие и эрозия
	2200	Формирование роев даек основного состава
	2500	Формирование крупных стабильных континентов
Архей	2700 — 3800	Возникновение и рост небольших континентальных плит с гранулитогнейсовыми и гранит-зеленокаменными поясами
	3800 — 4200	Кратерообразование под действием метеоритной бомбардировки
	4500	Образование Земли

Более молодой Гренвильский складчатый пояс с возрастом 1000 млн. лет находится в южной Канаде и южной Норвегии и представляет собой линейную зону смятых в складки метаморфических пород. Этот пояс обнаруживает много общих черт с молодыми складчатыми горными цепями, и его образование рассматривается по аналогии с глубоко эродированной структурой гималайского типа, иначе говоря, зоны столкновения двух континентальных плит. Для гренвильской орогении характерны высокотемпературный метаморфизм и частичное глубинное плавление коры с образованием многочисленных интрузий магматических пород. Реликты Гренвильского складчатого пояса в Шотландии и западной Ирландии известны в пределах более молодого Каледонского пояса. Здесь породы, образовавшиеся в процессе гренвильской орогении, испытали воздействие каледонских тектонических событий и каледонский метаморфизм наложился на гренвильский. Очевидно, к началу протерозоя установился определенный тектонический режим, который сохранялся на протяжении большей части последующей геологической истории. Он харак-

теризовался тем, что по границам континентов формировались бассейны седиментации, на месте которых в более поздние эпохи в процессе столкновений континентов возникли складчатые горные цепи. В этой тектонической обстановке происходили взаимные перемещения и столкновения плит, что приводило к разрастанию континентов за счет последовательного приращения складчатых поясов к архейским массивам.

Возникает вопрос: имел ли место механизм тектоники плит в архейское время? По-видимому, на него можно ответить положительно¹, заметив при этом, что масштабы проявления тектоники плит в архее отличались от таковых более поздних периодов истории Земли. Генерирование большого количества тепловой энергии в архейское время способствовало большим скоростям тектонических процессов по сравнению с таковыми последующих эпох. Если бы тепло не расходовалось в связи с этим, то должны были бы наблюдаться признаки обширного плавления коры на сравнительно небольших глубинах, однако таких признаков нет.

По данным новейших исследований, Земля быстро охлаждается, а земная кора состоит из относительно небольших континентальных и крупных океанических (базальтовых) плит. Эти плиты, или микроконтиненты, в архейское время перемещались с более высокой скоростью и сталкивались чаще, чем в последующие эпохи. Базальтовая кора уничтожалась в пологонаклонных зонах субдукции под микроконтинентами, что вызывало утонение пластины континентальных пород в связи с их частичным плавлением и формированием гранодиоритовых магм. Между процессами образования магматических интрузий, развитием складчатости и проявлением высокоградиентного регионального метаморфизма существует сложная взаимосвязь. Становление пологонаклонных зон субдукции обусловило частичное плавление коры на обширных площадях с образованием огромного количества гранит-

¹ Вопрос о существовании в раннем архее (древнее 3000 млн. лет) континентальных структур типа литосферных плит является дискуссионным, и многие советские геологи отрицательно относятся к этой гипотезе. Относительно обширные структурные блоки коры устанавливаются в позднем архее (моложе 3000 млн. лет), когда возникли впервые в геологической истории протогеосинклинальные структуры — протяженные подвижные пояса, сложенные первично осадочными и вулканогенными породами, которые на рубеже 2800 — 2700 млн. лет были смяты в складки, метаморфизованы и прорваны интрузиями магматических пород основного (габбро, гипербазиты), среднего (диориты) и кислого (граниты) составов. — *Прим. ред.*

ного вещества, перемешающегося вверх и формирующего широкие пояса интрузивных пород. В архейских зеленокаменных поясах на участках между прогибами и слабометаморфизованными породами встречается большое количество гранитных и гранодиоритовых батолитов. Возникавшие при внедрении куполовидных гранитных тел тектонические напряжения способствовали деформации пород в зеленокаменных поясах, вызывая их смятие и другие деформации.

События ранней истории Земли, перечисленные ниже, носят необратимый характер, и именно они создали основные структурные и вещественные черты земной коры, предопределившие ее дальнейшую эволюцию:

1. Образование Земли как планеты.
2. Кратерообразование под действием метеоритной бомбардировки.
3. Охлаждение Земли и образование первичной коры.
4. Образование небольших коровых плит – микроконтинентов.
5. Быстрое перемещение, столкновение и воссоединение нескольких небольших континентов с образованием небольшого числа более крупных континентов.
6. Консолидация докембрийской коры и развитие линейных складчатых горных поясов по границам континентов.

Общая площадь и объем континентальной коры могут только возрастать, поскольку слагающий ее гранитный материал не уничтожается в процессе субдукции. В ряде случаев принцип униформизма (обычно выражаемый афоризмом "Настоящее – ключ к познанию прошлого") неприменим по отношению к событиям ранней истории Земли. Скорее, прошлое может дать ключ к пониманию современных глобальных событий, включая и тектонику плит.

Краткое содержание. Орогенные пояса представляют собой искривленные в плане узкие зоны в земной коре, сложенные осадочными и вулканическими породами, деформированными в процессе сжатия, что привело к сокращению и утолщению коры. В этих поясах на глубине залегают метаморфические и плутонические магматические породы, сами же структуры приурочены преимущественно к зонам столкновения двух континентальных плит или континентальной и океанической.

Докембрийское время подразделяется на две эры – архейскую (4600 – 2500 млн. лет) и протерозойскую (2500 – 600 млн. лет). Архейское время уникально с точки зрения специфики тектонических

процессов в истории Земли. Для архейской континентальной коры характерны два типа метаморфических поясов: гранулито-гнейсовые комплексы высокометаморфизованных пород и низкоградиентные гранит-зеленокаменные пояса, сформировавшиеся во временном диапазоне 2800 – 2600 млн. лет. назад и сложенные ультраосновными лавами, андезитами и незрелыми обломочными породами. Они образуют синформные структуры и интродуцированы гранитными магмами. Гранулито-гнейсовые пояса формировались в интервале 3100 – 2700 млн. лет назад. Они сложены гнейсами кислого состава, маломощными пластами метасадочных пород и реликтами интрузивных ультраосновных – основных пород, представленных тектоническими фрагментами. В тектоническом режиме архея ведущая роль принадлежала небольшим континентальным плитам, причем процессы их перемещения и столкновения протекали с более высокой скоростью, чем в последующие геологические эпохи, что было обусловлено значительно более высоким уровнем тепловой энергии. Области высокометаморфизованных (гранулито-гнейсовые комплексы) и слабометаморфизованных (зеленокаменные пояса) пород представляют собой разные по глубине эрозионные срезы коры зон столкновения плит андского типа.

В протерозое произошло становление более крупных и более стабильных континентальных плит с обрамляющими их складчатыми горными поясами. К началу протерозойского времени сформировалась наибольшая часть континентальной земной коры. Тектоническая активность в протерозое по своему характеру была близка к таковой более поздних геологических периодов. Складчатые пояса и метаморфические зоны сформировались под действием механизма, проявляющегося в зонах столкновения континентальных плит, таких, как Альпийско-Гималайская зона.

УПРАЖНЕНИЯ

1. В данной главе не рассматривались срединно-океанические хребты. Можно ли их описывать как горные сооружения? Чем они отличаются от континентальных горных сооружений?
2. Нарисуйте схематический разрез через "типичный" континент, показав местоположение таких крупных структур, как орогенный пояс, щит, шельф и т.д. Сравните свою схему с рис. 4.18.
3. Перечислите главные стадии орогенического цикла.
4. В Каледонском складчатом поясе Великобритании островодужные вулканические породы ордовикского возраста известны в районе Балантрей (непосредственно к югу от Южно-Шотландской возвышенности, рис. 5.3), в

Озерном округе и в Северном Уэльсе. Кроме того, на острове Англии и в районе Балантрей найдены глаукофановые сланцы и породы океанического ложа. Какие данные свидетельствуют о том, что эти породы находились на активных границах плит в каледонскую эпоху складчатости?

5. Используя данные табл. 5.1, попытайтесь объяснить существенно различные количества осадочных и метаморфических пород в докембрийских и фанерозойских горных сооружениях.

6. Почему зеленокаменные пояса получили такое название?

7. Почему в архее теплогенерация была значительно выше, чем в настоящее время?

8. Найдите в литературе ряд данных о Луне: например, а) ее возраст, б) чем сложена ее поверхность, в) когда на Луне происходило наиболее активное кратерообразование в результате падения метеоритов. Исходя из этого, а также на основе информации, полученной из данной главы, попытайтесь провести параллель между ранней историей Земли и Луны.

9. Почему в областях распространения архейских образований встречаются только метаморфические породы?

Определение времени проявления процессов метаморфизма

Цель заключительной главы – подытожить некоторые моменты, обсуждавшиеся выше, и более подробно остановиться на взаимосвязях между процессами деформации, ростом метаморфических минералов и тепловым потоком в ходе горообразования.

Процессы деформации и метаморфизма часто сопутствуют друг другу, но не всегда происходят одновременно. Складчатые деформации могут иметь место до какого-либо метаморфического события, во время этого события или после него. Изучение метаморфических пород осложняется тем, что в процессе горообразования они могут быть многократно смяты в складки и при этом в разной степени метаморфизованы. Фактически такие наложенные процессы скорее правило, чем исключение. Рост метаморфических минералов может происходить до, во время или после деформации в зависимости от изменения температурного режима в ходе деформации. Проникнуть в сложную метаморфическую и тектоническую историю пород можно только после тщательного изучения их под микроскопом. В полевых условиях в метаморфических породах можно наблюдать порфириобласты. Соотношения между последними и другими минералами позволяют сделать определенные выводы о развитии процессов метаморфизма. Например, порфириобласты могут пересекать сланцеватость, обусловленную пластинчатыми минералами. В этом случае они, очевидно, возникли после деформации, что описывается как статический рост этих кристаллов вследствие повышения температуры. С другой стороны, пластинчатые минералы кристаллизуются и во время деформации, в результате которой породы приобретают ориентированную структуру. Последняя часто нарушается порфириобластами, которые растут произвольно (рис. 6.1). Если породы неоднократно подвергались складчатым деформациям и метаморфизму, то могли проявиться признаки разной ориентировки метаморфических минералов. На рис. 6.2 показан пример смятого в складки гнейса, в котором ранняя гнейсовидная полосчатость, обусловленная параллельно ориентированными минералами, была

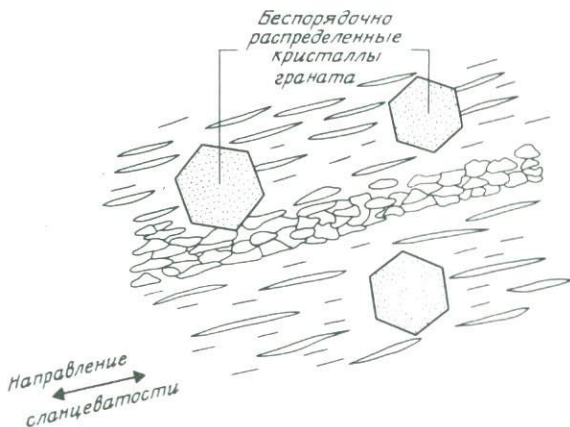


Рис. 6.1. Порфиробласты граната, секущие раннюю сланцеватую структуру.

впоследствии изогнута в складки. В процессе этой деформации параллельно осевой плоскости складки развивались слюды с образованием ориентированной структуры, известной под названием кливажа осевой плоскости. В замке складки кливаж сечет более ранние плосчатость и сланцеватость. Изучение соотношений минералов с позиций структурного анализа позволяет воссоздать сложную историю их роста, однако отмеченные признаки выявляются только с помощью микроскопа, поэтому подробно мы на них не останавливаемся. Тем не менее следует все же обратиться к рис. 4.15 – фотографии шлифа породы. Здесь представлен пироксен-полевошпатовый гранулит, который испытал воздействие более позднего регрессивного метаморфизма с участием воды. В ходе этого процесса реакция между пироксеном и водой привела к появлению амфибола, который кристаллизовался в виде мелких зерен по границам пироксена с образованием каемки, или "короны". Если бы этот процесс не прерывался, то порода испытала бы полную перекристаллизацию и пироксен полностью заместился бы амфиболом.

Проведение такого "расследования" позволяет воссоздать картину роста метаморфических минералов в ходе орогении. На рис. 6.3 показано развитие минералов-индексов в поле зональности метаморфизма типа Барроу и бучанского типа в далрэдских породах Шотландии. Черным цветом показана продолжительность роста минералов относительно этапов деформации. Широкая часть линзовидных фигур

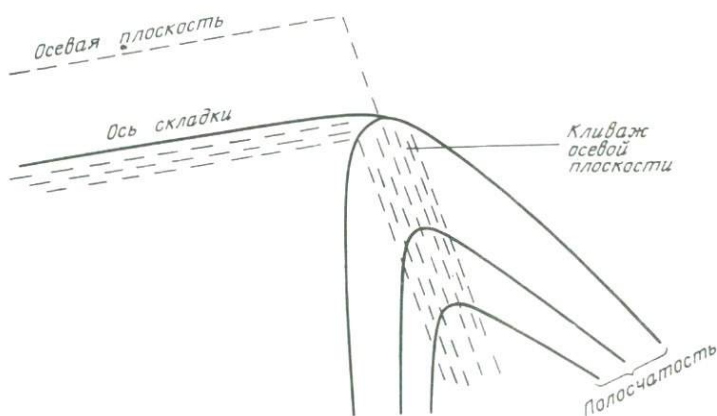
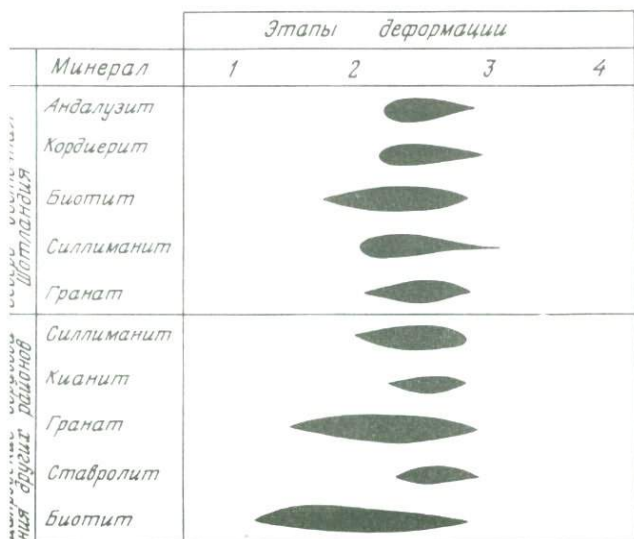
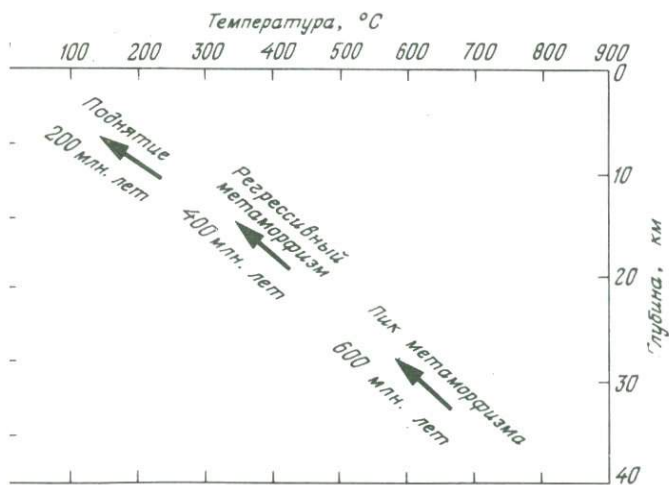


Рис. 6.2. Кливаж осевой плоскости в смятом в складки полосчатом гнейсе.

соответствует периоду максимального роста конкретного минерала. Из рис. 6.3 видно, что кристаллизация большинства минералов происходила между вторым и третьим этапами деформации — в период статического роста (что указывает на повышение температуры в тот момент). Заметим, что начало образования некоторых минералов, таких, как биотит и гранат, относится к концу первого этапа дефор-



6.3. Кристаллизация главных метаморфических минералов в долинах Шотландии относительно этапов деформации каледонской «ости».



6.4. Диаграмма давление — температура — время для гипотетического, регионально-метаморфизованных 600 млн. лет назад.

магии; их рост продолжался во время второго этапа и достиг максимума, а к началу третьего этапа кристаллизация прекратилась. На третьем и четвертом этапах ранее образовавшиеся кристаллы были деформированы или замещены новыми минералами.

Метаморфическая история породы может быть представлена на графике в координатах давление — температура. Изучение минеральных ассоциаций позволяет произвести оценку давления и температуры на различных этапах эволюции метаморфической породы. Различные значения давления и температуры затем соединяются стрелками, с тем чтобы показать изменения условий во времени (рис. 6.4). График такого типа называется графиком давления — температуры — времени. Он позволяет проследить историю породы от момента ее захоронения, последующего нагревания и метаморфизма до образования надвигов, затем поднятия и разрушения на поверхности в процессе эрозии. Направление стрелок на рис. 6.4 показывает, что давление и температура со временем снижались. Это должно было иметь место, если порода выводилась на поверхность в течение миллионов лет. В ходе орогенического цикла давление и температура возрастали одновременно, однако уменьшение их метаморфического влияния было единовременным. В действительности все выглядит несколько сложнее, поскольку необходимо определенное время на нагревание пород, погруженных на глубину. Последовательность событий в орогенном поясе можно представить следующим образом:

1. Холодные породы, сформировавшиеся на земной поверхности, довольно быстро погружаются на глубину и одновременно подвергаются давлению вышележащих толщ.

2. Породы постепенно нагреваются под действием тепла, образующегося при распаде радиоактивных элементов, содержащихся в их минералах, и тепла, поступающего из мантии.

3. Кора утолщается, ее поверхность воздымается и сразу же подвергается эрозии.

4. По мере развития процессов эрозии породы постепенно поднимаются, а уровень их положения в коре и давление неуклонно падают.

5. Тепло не может передаваться с той же скоростью, с какой поднимаются породы, поэтому они продолжают нагреваться, достигая некой максимальной температуры.

6. В конечном счете тепловые потери начинают соответствовать скорости поднятия и эрозии — вплоть до охлаждения пород до поверхностных температур в обнаженных частях коры.

Процессы погружения, нагревания и поднятия не идут с постоянной скоростью, поэтому геоизотермы в ходе орогении варьируют, но не в соответствии с кривизной графика: их максимальный изгиб отвечает наивысшей температуре нагревания пород (пункт 5). В указанном примере температура не достигала своей максимальной величины при погружении пород на самые большие глубины.

Метасоматоз — изменение валового химического состава пород. До сих пор при обсуждении проблем метаморфизма предполагалось, что никаких существенных изменений в химическом составе пород не происходит, за исключением привноса или выноса воды и углекислоты. Однако с некоторыми процессами метаморфизма связаны значительные изменения валового химического состава пород, обусловленные обычно привносом новых компонентов. Термин *метасоматоз* применяется для описания метаморфических процессов, в ходе которых в исходные породы поступает заметное количество "чуждых" компонентов, обычно привносимых флюидами (водой, углекислотой, хлором, фтором и др.), с помощью которых осуществляется перенос атомов и ионов на сравнительно большие расстояния в массе пород. Слово метасоматоз происходит от греческих "мета" (изменение) и "сома" (тело), что дословно означает "изменение состава тела". Процесс метасоматоза заключается в диффузии относительно подвижных атомов и ионов, например калия. Водными флюидами может переноситься и кремний. Продукты метасоматоза могут иметь необычный химический состав вследствие участия нескольких компонентов. Считают, что скарновые месторождения в некоторых контактовых ореолах, особенно формирующиеся при внедрении гранитов в известняки (например, ореол в гранитах Бен-ан-Дуйч) могли образоваться метасоматическим путем. Как показывают данные о породах острова Скай, флюидной фазой была, по-видимому, углекислота, осуществлявшая перенос минералообразующих элементов. Скарны могут содержать магнетит и сульфиды железа, цинка, свинца и меди в ассоциации с богатыми кальцием пироксеном и гранатом. В известняках создаются наиболее благоприятные условия для образования скарнов, поскольку карбонат кальция легко реагирует с гранитной магмой, вызывая уменьшение объема материнской породы. Некоторые известняки замещаются рудными минералами, поскольку флюиды довольно легко в них проникают.

Словарь использованных терминов

Алюмосиликаты — полиморфные модификации Al_2SiO_5 — андалузит, кианит, силлиманит.

Амфиболиты — роговообманково-полевошпатовые гнейсы, нередко с гранатом; преобладает роговая обманка или другие амфиболы; продукт регионального метаморфизма лав основного состава, туфов, силлов, даек в условиях повышенных температур и давлений, а также глинистых доломитовых известняков.

Аспидные (кровельные) сланцы — тонкозернистые регионально-метаморфизованные пелитовые породы, богатые пластинчатыми минералами; легко расщепляются вдоль плоскостей сланцеватости; с плоскостями кливажа совпадает слоистость; низкая степень метаморфизма.

Астеносфера — пластический слой верхней мантии, подстилающий литосферу, по которому происходит перемещение литосферных плит.

Вмещающие породы — породы, в которые заключена интрузия магматических пород.

Геотермический градиент — скорость повышения температуры в недрах Земли с глубиной; изменяется в зависимости от тектонических условий.

Главные стрессы — обычно рассматриваемые как действующие в трех взаимно перпендикулярных направлениях: максимальный, промежуточный и минимальный; один из них обычно вертикальный.

Глаукофановые сланцы — метаморфические породы, содержащие голубой амфибол — глаукофан; образуются обычно при метаморфизме пород основного состава.

Глаукофановый метаморфизм — метаморфизм в условиях высоких давлений — низких температур и низкого теплового потока; приводит к формированию глаукофановых сланцев преимущественно в областях над зонами субдукции.

Гнейсовидная (гнейсовая) текстура — тип полосчатости в метаморфической породе, образуемой чередованием полос, сложенных полевым шпатом и железомagneзиальными минералами.

Гнейсы — мелко-, средне- или крупнозернистые полнокристаллические породы с послойно-полосчатой текстурой; раскалываются с трудом; минералы группируются с образованием светлоокрашенных (кварц, полевой шпат) и темноокрашенных (биотит, роговая обманка, иногда гранат) полос.

Горнфельз — см. Роговик.

Градиент — тангенс угла наклона к касательной.

Гранитогнейсы — гнейсы, сложенные преимущественно кварцем и полевым шпатом с небольшим количеством биотита или роговой обманки; характерна сланцеватость; полосчатость выражена слабо; образуются при высокоградиентном региональном метаморфизме магматических пород гранитного состава; встречаются в складчатых горных сооружениях и широко распространены в пределах докембрийских щитов.

Гранобластовая (гранобластическая) структура — равномерно-зернистая структура, характерная для метаморфических пород.

Гранулиты — метаморфические равномерно-зернистые породы гранобластовой структуры, гнейсовидные, но без проявления сланцеватости; сложены пироксеном, плагиоклазом, кварцем и гранатом; иногда называются пироксеновыми гнейсами; образуются при региональном метаморфизме осадочных и изверженных пород в условиях высоких давлений и высоких температур в отсутствие воды; гранулиты развиты в виде небольших блоков на докембрийских щитах, изредка встречаются в молодых горных сооружениях.

Давление поровых флюидов — давление флюидов в поровых пространствах и в межгранулярных пленках по границам зерен; составляющая общего давления.

Дефекты кристалла — нарушения в кристаллической решетке минерала, связанные с изменением закономерной позиции атомов или ионов в структуре.

Деформация — изменение формы и объема породы под действием тектонических сил (сжатия, растяжения, сдвига).

Диagenез — поверхностный процесс уплотнения и цементации осадков с образованием осадочной горной породы.

Динамометаморфические породы — породы, приуроченные к зонам разломов и надвигов, образовавшиеся под действием высоко-ориентированного давления (стресса) и высокого флюидного давления.

Диффузия — перемещение вещества в форме атомов или ионов в пределах твердой породы в ходе деформации и метаморфизма.

Зеленокаменные пояса — области в пределах докембрийских щитов, сложенные метаморфизированными осадочными и вулканогенными породами, сформировавшимися в древних бассейнах седиментации, прорванными гранитами и заключенными в них.

Изограда — линия, соединяющая точки одинаковой ступени метаморфизма; определяется минералами-индексами (минералами-индикаторами).

Кварциты — перекристаллизованные кварцевые песчаники, образующиеся в процессе регионального и контактового метаморфизма; породы твердые, плотные, равномернoзернистые, с гранобластовой структурой; цвет белый, серый, желтовато-розовый; в изломе — стеклянный блеск; текстура массивная или слоисто-полосчатая (полосчатый кварцит).

Кливаж — способность пород расщепляться или раскалываться на тонкие параллельные плитки или пластинки.

Кливаж сланцеватости — способность минералов расщепляться на тонкие плоские пластинки, что связано с параллельным расположением удлиненных силикатных минералов, образующих ориентированную структуру.

Компонент — химически обособленная составная часть фазы (минерала) или системы.

Контактово-метаморфизованные породы — вмещающие интрузию породы, метаморфизованные под действием тепла.

Контактовый ореол — зона прогрета пород, включающих магматическое тело.

Кратон — крупный массив стабильной континентальной коры; обычно синоним щита.

Кристаллические сланцы — средне-, крупнозернистые регионально-метаморфизованные пелитовые породы; содержат большое количество мусковита и (или) биотита и кварца; часто присутствует красный гранат; иногда проявлена полосчатость, обусловленная линейным расположением минералов; характерна отчетливая "листоватость", называемая сланцеватостью; наиболее распространенные разновидности — слюдяные и гранат-слюдяные сланцы.

Ксенолит — блок вмещающей породы, заключенный в интрузии.

Линейность — параллельное расположение структурных элементов (например, минералов) в метаморфических породах — ориентированная структура.

Литосфера — верхняя твердая оболочка Земли, включающая земную кору и часть верхней мантии; подстилается пластичной астеносферой.

Метаморфическая зона — область развития комплекса метаморфических пород, характеризующегося определенным минералом-индексом или структурами и текстурами.

Метаморфическая структура — синоним ориентированной структуры.

Метаморфическая фация — комплекс метаморфических пород, сформировавшийся в определенном режиме давления — температуры в пределах полей и зон метаморфизма с образованием характерных минеральных ассоциаций.

Метасоматоз — тип метаморфизма, при котором происходит изменение валового химического состава пород вследствие привноса или выноса вещества.

Мигматиты — неравномерно полосчатые гнейсы без сильно выраженной сланцеватости; образованы гранитным материалом (кварцем, полевым шпатом), инъекцированным в виде секущих или послойных жил, линз, неправильных скоплений в высокометаморфизованных породах, обычно богатых цветными минералами (роговой обманкой, биотитом); продукт регионального метаморфизма осадочных и изверженных пород, вероятно возникших при частичном плавлении; мигматиты широко распространены в пределах докембрийских шитов и ассоциируются с гнейсами, гранитами и пегматитами.

Милониты — тонкозернистые, тонкополосчатые породы, образующиеся в результате интенсивного дробления, перемалывания и перекристаллизации пород в зонах тектонических надвигов и сбросов; иногда характерны мелкие складки; могут быть обогащены кварцем.

Минеральная ассоциация — совокупность минералов, слагающих метаморфическую породу и находящихся в физико-химическом равновесии.

Минерал-индикатор (минерал-индекс, типоморфный минерал) — минерал в комплексе метаморфических пород, который характерен для определенной метаморфической зоны.

Мрамор — метаморфическая порода, образующаяся при региональном и контактовом метаморфизме кальцитовых и доломитовых известняков и карбонатных пород с примесями; грубозернистая равномернозернистая структура; кальцитовый мрамор имеет чисто белый цвет; в присутствии пироксена, оливина и эпидота проявляются зеленые и белые полосы; в целом же полосчатость и сланцеватость отсутствуют; в мраморах, прорванных гранитами, при контактовом метаморфизме могут формироваться скарновые месторождения.

Стресс — ориентированное или одностороннее давление; под действием стресса горная порода деформируется.

Ореол — см. Контактный ореол.

Ориентированная структура (текстура) — структура метаморфической породы, в которой кристаллы имеют выдержанную направленную ориентировку, обусловленную перекристаллизацией или деформацией.

Орогенический (тектонический) цикл — временной интервал, в течение которого имеют место заложение, поднятие и стабилизация складчатого пояса.

Орогенный (складчатый) пояс — относительно протяженная узкая зона в земной коре, сложенная складчато-деформированными и метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами, обычно прорванными гранитными плутонами. Породы орогенного пояса испытали поднятие, сопровождавшееся формированием крупных надвигов, шарьяжей и горного рельефа.

Очковые гнейсы — гнейсы с крупными округлыми или эллипсоидными порфиробластами (очками, глазками) полевых шпатов в мелкозернистой основной массе биотита, кварца и полевого шпата; проявляется сланцеватость; полосчатость обычно отсутствует.

Парные метаморфические пояса — метаморфические зоны, приуроченные к некоторым орогенным поясам, в частности к Тихоокеанскому, где метаморфические пояса высокого и низкого давления примыкают друг к другу. Пояс высокого давления при этом располагается с океанической стороны. Полагают, что они образуются в результате поддвигания, или субдукции, океанической плиты под островную дугу или под край континентальной плиты.

Пелитовые породы — глинистые осадочные породы и их метаморфизованные эквиваленты.

Перекристаллизация — преобразование кристаллического вещества путем замещения новым кристаллическим агрегатом идентичного состава без плавления или растворения. При описании метаморфических процессов нередко выступает как синоним кристаллизации, в ходе которой новые минеральные фазы возникают в качестве продуктов метаморфических реакций.

Период полураспада — время, в течение которого распадается половина атомов данного радиоактивного элемента.

Пластичная деформация — деформация, в процессе которой напряжение распределяется равномерно. В пластически деформируемом материале происходит постоянное изменение формы без разрыва сплошности.

Пластичность — свойство вещества деформироваться путем текучести по достижении величины критического стресса.

Плита — крупный жесткий сегмент континентальной или океанической литосферы, способный медленно перемещаться по пластической астеносфере.

Крип(ползучесть) — медленная во времени деформация, идущая при длительном действии ориентированного давления.

Полиморфные модификации — различные кристаллические формы вещества определенного химического состава, например алюмосиликата Al_2SiO_5 : андалузит, кианит, силлиманит.

Полосчатость — чередование полос разного состава в метаморфических породах, особенно в гнейсах.

Порфиробласт — крупный кристалл минерала в метаморфической породе, заключенный в более тонкозернистую основную массу.

Порфиробластовая структура — структура метаморфической породы, в которой крупные кристаллы заключены в более мелкозернистой основной массе.

Порфирокласт — крупный обломок породы или минерала в более мелкозернистой основной массе; порфирокласты встречаются в милонитах.

Пятнистые гнейсы — метаморфические породы низкотемпературной ступени контактового метаморфизма пелитовых пород или аспидных сланцев; пятна сложены углистым и железистым веществом, биотитом или хиастолитом.

Реакция — химическое взаимодействие между компонентами породы с образованием соответствующих продуктов.

Регионально-метаморфизованные породы — широко распространенные в земной коре породы, сформировавшиеся в различных условиях давления и температуры.

Регрессивный (ретроградный) метаморфизм — тип метаморфизма, при котором происходит замещение высокоградиентных породообразующих минеральных ассоциаций ассоциациями более низкой ступени метаморфизма; нередко имеет место привнос воды.

Роговики — контактово-метаморфические породы, формирующиеся в термальных ореолах вокруг крупных магматических интрузий; "ороговикование" может происходить в пелитовых и изверженных породах; тонкозернистые плотные породы с раковистым изломом; при слабом метаморфизме роговики содержат биотит, при умеренном — роговую обманку, при сильном — пироксен.

Роговообманковые сланцы — крупнозернистые регионально-метаморфизованные долериты или базальты; сложены роговой обманкой и плагиоклазом с отчетливым линейным расположением игольчатых кристаллов роговой обманки; сланцеватость не всегда ясно выражена.

Свободная энергия — количество энергии, которое может выделиться или быть израсходовано в ходе обратимого химического процесса. Изменение свободной энергии является контролирующим фактором метаморфических реакций.

Серпентиниты — гидротермально-метаморфизованные в ходе регрессивного метаморфизма изверженные породы основного или ультраосновного состава; сравнительно небольшая твердость и равномерная полосчатость в виде жильных образований, сложенных темно-зеленым серпентином, тальком, хлоритом, магнетитом, кальцитом.

Система — ограниченная определенным образом совокупность фаз, которая может быть теоретически изолирована с целью оценки ее состояния и преобразований в изменяющихся условиях.

Скарны — метаморфические породы, формирующиеся в процессе метасоматических преобразований на контактах с интрузиями; нередко рудоносны.

Скорость деформации — скорость перемещения массы пород за единицу времени.

Сланцеватость — структура метаморфической породы, в которой минералы имеют плоскостную ориентировку.

Слоистость (расслоенность) — ориентированная текстура метаморфических пород, выраженная в плоскостном расположении слоистых силикатов.

Степень (степень) метаморфизма — относительная мера интенсивности или уровня метаморфизма.

Структура (петрогр.) — строение кристаллической горной породы, обусловленное размерами и формой кристаллов, способом их сочетания и расположения.

Субдукции зона — узкая протяженная зона, в которой океаническая кора поддвигается под континентальную и поглощается мантией.

Сутура — *с.м.* Шовная зона.

Тектоника плит — гипотеза, согласно которой литосфера Земли состоит из жестких маломощных плит, перемещающихся относительно друг друга по поверхности астеносферы.

Тектонические брекчии — обломочные породы, сложенные угловатыми раздробленными обломками и приуроченные к зонам разломов.

Тектонический покров — пологий надвиг.

Тектонический цикл — совокупность тектонических процессов, определяющих становление крупных структур земной коры и слагающих их пород.

Тепловой поток — скорость переноса тепла из недр Земли к поверхности. Величина теплового потока в пределах земной коры варьирует.

Термальный метаморфизм — перекристаллизация пород под действием тепла без их деформации. *С.м.* Контактный метаморфизм.

Упругость — свойство материала восстанавливать первоначальную форму и размеры после устранения действия давления, иначе говоря, деформация исчезает после снятия напряжения.

Фаза — обособленная часть некоей системы.

Филлиты — регионально-метаморфизованные среднезернистые пелитовые породы, богатые светлой слюдой (хлоритом); сильно рассланцованные, расщепляются труднее аспидных сланцев вследствие большого содержания песчанистого материала; часто смяты в мелкие складки с линейно-ориентированными осями.

Флюид — растворы, газообразные или жидкие вещества.

Хиастолит — разновидность андалузита с крестообразным распределением включений; встречается в контактовых ореолах.

Хрупкая деформация — деформация, ведущая к разрыву сплошности пород при напряжениях выше предела их прочности.

Цеолиты — группа светлоокрашенных водных алюмосиликатов Са, Na и К. Образуются в процессе диагенеза и слабого метаморфизма, в частности, граувак и базальтов.

Частичное плавление — процесс, протекающий в условиях высоких давлений, высоких температур и высокого флюидного давления; в ходе этого процесса первым плавится материал с наиболее низкой температурой плавления, отделяясь от общего объема породы; эта низкотемпературная фракция обычно имеет гранитный состав, и многие метаморфические породы, которые были вовлечены при своем формировании в процесс частичного плавления, включают жилы, линзы, послойные обособления и отдельные "пятна" гранитов. См. Мигматиты.

Шовная зона — узкий пояс деформированных пород, местоположение которого отмечает место столкновения двух древних континентальных плит.

Щит — крупнейшая структура земной коры, сложенная метаморфическими и изверженными породами докембрийского возраста; представляет собой стабильный и жесткий сегмент коры, практически не испытавший воздействия более поздних складчатых деформаций.

Ответы на вопросы упражнений

Глава 2

- 2.1. Пластинчатые минералы растут по нормали к направлению максимального стресса; призматические минералы растут параллельно направлению растяжения и (или) осям складок. В ходе метаморфизма происходит деформация вещества.
- 2.2. По данным наблюдений вулканической деятельности на поверхности Земли и экспериментальных исследований устойчивости минералов в условиях изменяющихся температур и давлений.
- 2.3. Рентгеновский индикатор (например, иод), терапия рака (облучение радием) – в медицине; уран в ядерных реакторах и в военной технике; радиометрические методы датирования пород.
- 2.4. В порядке убывания вязкости: смола, патока, глицерин, вода.
- 2.5. Во всех случаях быстрее, так как вязкость уменьшается с повышением температуры.
- 2.7. Имеет место сходство, так как срединно-океанические хребты более молодые: они образовались на 100 – 150 млн. лет позже желобов.

Глава 3

- 3.1. А – пятнистые сланцы; В – роговики с биотитом; С – мраморы с доломитом и кальцитом. Х – с внутренней или внешней стороны ореола (известняки или мраморы); Y – внешний ореол (глинистые сланцы); Z – внутренний ореол (глинистые сланцы).
- 3.3. Хлорит (низкая); биотит, гранат (умеренная); кианит, силлиманит (высокая).

Глава 4

- 4.1. Должны наблюдаться сланцеватость и полосчатость; возможна линейность пород; роговая обманка и полевошпат (возможно также небольшое количество граната и биотита). Название породы – роговообманково-полевошпатовый гнейс. Регрессивный метаморфизм.
- 4.3. (а) – (5); (б) – (3) или (1); (в) – (6); (г) – (2); (д) – (7).
- 4.4. а) Мрамор или известковистый кристаллический сланец; б) пироксеновый гнейс; в) кристаллический сланец.
- 4.5. а) Кальцит + амфибол + диопсид + эпидот (+ плагиоклаз); б) пироксен + плагиоклаз; в) слюда + кварц + гранат + андалузит (+ плагиоклаз).

Глава 5

- 5.1. Метаморфические породы в срединно-океанических хребтах отсутствуют; это подводные горные цепи.
- 5.3. Отложение и захоронение мощных толщ обломочных осадков в крупном бассейне седиментации или в геосинклинали; смятие в складки, сжатие и закрытие бассейна; сокращение коры по площади и увеличение ее мощности; метаморфизм, плутоническая и вулканическая активность; поднятие, стабилизация, эрозия.
- 5.4. Породы показывают, что океан был "поглощен" в северной и южной зонах Каледонского складчатого пояса при столкновении двух континентов.
- 5.5. Докембрийская кора простирается глубоко в недра Земли; в ней может быть заключено некоторое количество метаосадочных пород, но в основном они эродированы, поскольку уровень эрозии достигает 20 – 40 км.
- 5.6. В зеленокаменных поясах в изобилии развиты зеленокаменные вулканы, амфиболиты и роговообманковые кристаллические сланцы.
- 5.7. Из-за большого количества радиоактивных изотопов.
- 5.8. а) 4500 млн. лет; б) базальт и анортозит; в) 4000 – 3800 млн. лет назад. Во временном интервале 4500 – 4000 млн. лет назад Земля и Луна, по-видимому, имели общую историю, но, судя по внутренней структуре Земли (наличие подвижной верхней мантии), их дальнейшее развитие (начиная с 4000 млн. лет назад) шло различными путями.
- 5.9. Поскольку уровень среза составляет 30 – 40 км. На таких глубинах давление в архее могло составлять 8 – 11 кбар, а температура 600 – 800°С; в этих условиях метаморфизм пород неизбежен.

Рекомендуемая литература

Общие вопросы

- Brown G.C. and A.E. Mussett*, 1981. The inaccessible Earth. London: George Allen & Unwin.
- Condie K.C.*, 1976. Plate tectonics and crustal evolution. New York: Pergamon Press.
- Gass I.G., P.J. Smith and R.C.L. Wilson*, 1971. Understanding the Earth. Horsham, Sussex: Artemis Press.
- Harris A.L., C.H. Holland and B.E. Leake*, 1979. The Caledonides of the British Isles – Reviewed. Geol. Soc. London spec. publ., no. 8. London: The Geological Society.
- Mason R.*, 1978. Petrology of the metamorphic rocks. London: George Allen & Unwin.
- Miyashiro A.*, 1973. Metamorphism and metamorphic belts. London: George Allen & Unwin.
- Spry A.*, 1969. Metamorphic textures. Oxford: Pergamon Press.
- The Open University*, 1972. Science: a second level course. Geology. Block 4. Internal processes. Milton Keynes: Open University Press.
- The Open University*, 1980. Science: a third level course. Case studies in Earth sciences. Crustal and mantle processes.
- Dalradian case study. Orogenic processes. Milton Keynes: Open University Press.
- Vernon R.H.*, 1976. Metamorphic processes: reactions and microstructure development. London: George Allen & Unwin.
- Weyman D.*, 1981. Tectonic processes. London: George Allen & Unwin.
- Windley B.F.*, 1977. The evolving continents. Chichester: Wiley.
- Wyllie P.J.*, 1971. The dynamic Earth. New York: Wiley.
- Wyllie P.J.*, 1976. The way the Earth works. New York: Wiley.

Специальные вопросы (метаморфические породы на Британских островах)

- Anderson T.B.*, 1978. A traverse in the North-west Irish Caledonides. Guide series, no. 3. Dublin: Geological Survey of Ireland.
- Barber A.J.*, 1978. The Lewisian and Torridonian of North-west Scotland. Geologists' Assn guide, no. 21. London: The Geologists' Association.
- Bluck B.J.*, 1973. Excursion guide to the geology of the Glasgow district. Glasgow: Geological Society of Glasgow.

- Bruck P.M.*, 1978. The Caledonian and pre-Caledonian rocks of South-east Ireland. Guide series, no. 2. Dublin: Geological Survey of Ireland.
- Gill G.*, 1978. The Moray Firth area geological studies. Inverness: Inverness Field Club.
- Gribble C.D.*, 1976. Ardnamurchan, a guide to geological excursions. Edinburgh: Geological Society of Edinburgh.
- Institute of Geological Sciences*, 1978. Description of 1: 25 000 geological map sheet SO49, Church Stretton. London: Institute of Geological Sciences.
- Johnson M.R.W. and I. Parsons*, 1979. Macgregor and Plemister's geological excursion guide to the Assynt district of Sutherland. Edinburgh: Geological Society of Edinburgh.
- Lambert R.S.J.*, 1964. Guide to the Moine Schists and Lewisian Gneiss around Mallaig, Inverness-shire. Geologists' Assn guide, no. 35. London: The Geologists' Association.
- Macgregor M.*, 1972. Excursion guide to the geology of Arran. Glasgow: Geological Society of Glasgow.
- Read H.H.*, 1960. North-east Scotland: the Dalradian. Geologists' Assn guide, no. 31. London: The Geologists' Association.
- Roberts B.*, 1979. The geology of Snowdonia and Llyn: an outline and field guide. Bristol: Hilger.
- Roberts J.L. and J.E. Treagus*, 1977. The Dalradian rocks of the South-west Highlands - introduction. Collection of 7 excursion guides. Scott. J. Geol. 13, 85 & 184.

Предметный указатель

- Авгит** Табл. 4.1
Алмаз 27
Альпы 12, 46, 120, 122, 125
Алюмосиликаты 4.3, 4.4, 106, 156, 161
Амфиболы 27, 71, 105, 112, 113, 141, 151, 156
Амфиболиты 125, 131, табл. 5.1, 144, 156
 фа́ция 141, 2.12
Андалузит 18, табл. 1.1, 24, 66, 68, 87, 4.3, 4.4, 94, 156
Аргиллиты 54, 62
Аркозы 123
Архей 36, 37, табл. 5.1, 134, 135, 139 — 144, табл. 5.2
Асбест 27, 28
Аспидные (кровельные) сланцы
 Табл. 1.2, 27, 64, табл. 4.1, 94, 117, 126 — 128, 156, 161
Астеносфера 49, 156, 159
Базальты 85, 113, 139, 164
Балтийский щит 104, 5.9
Безводные минералы 71, 117
Биотит 18 — 20, 55, 66, 72, табл. 4.1, 107, 111, 143, 152, 6.3, 160
Биотитовая зона, изограда 55, 94
Брекчи 25, 72, 3.7, 75, 163
Будины 4.16, 143
Ерхняя мантия 48, 115 — 118, 123, 139, 156
Включения 66
Вмещающие породы 25, 132
Внешних Гебридских островов над-виговая зона 72 — 83, 3.6, 3.8, 3.9, 3.10
Вода 45, 49, табл. 3.2, 71, 77, 112, 151
Водосодержащие минералы 71, 103, 106, 112
Возраст Земли 138
Волластонит 69 — 71
Время и метаморфизм Гл. 6
Всестороннее давление 37
Вулканические породы 117, 123, 128, 132, табл. 5.1, 139
Габбро 49
Газовая фаза 23
Геозотерма 11, 31, 32, табл. 2.1, 5.7, 155
Геологические взаимоотношения пород 24, 60
Геотермический градиент 11, 2.1, 35 — 37, табл. 2.5, 94, 102, 125, 130, 133 — 135, 156
Герцинский пояс 122, 125
Гидратация 30, 62, 78
Гидротермальная активность 34
Гималаи 12, 46, 53, 113, 122, 123
Главные стрессы 2.5, 156
Глаукофановые сланцы 113, 125, 128, 131 — 134, 156
Глинистые минералы 18, 62, табл. 3.2
 " сланцы 45, 54, 62, 69, 80, табл. 4.1, 117, 128
Гнейсы 1.2, табл. 1.2, 72, 84, 4.2, табл. 4.1, 101, 103, 4.16, 112, 117, 125, табл. 5.1, 139, 6.2, 156, 157
Голубые (глаукофановые) сланцы 113 — 118
Горообразование 12, 29, 53, 120 — 133, 144
Градиент 44, 157
Гранат 18 — 22, табл. 1.1, 1.3, 27, 45, 69, табл. 4.1, 4.13, 112, 115, 6.1, 152, 6.3, 155, 156
Гранит-зеленокаменные пояса 145, Гранитогнейсы 21, 107, 128, 139, 140
Граниты 25, 49, 84, 92, 4.9, 117, 118, табл. 5.1, 155
Гранодиориты 107, 132, табл. 5.1, 143, 146, 147
Гранулиты Табл. 1.2, 4.2, 103, 4.15, 110, 111, 117, табл. 5.1, 139, 141, — — 145, 148 151, 157
 фа́ция 2.12
Граувакки 113, 123, 128, 130, 139, 140 164
Грейт-Глен, зона разломов 71, 89, 3.6, 4.5
Гренвильский складчатый пояс 145
Гренландский щит 104, 139

- Давление** 11 — 13, 37, 39, 71, 84,
113, 125, 154
" поровых флюидов 13, 39, 157
" углекислоты 13
Далрэдские породы 85, 3.6, 83 — 102,
4.5, 4.7, 4.8, 117, 125, 6.3, 151
Дегидратация 23, 30, 54, 69
Декарбонизация 23, 30, 69
Деструктивные границы плит 51
Дефекты в кристаллах 43
Деформация 13, 19, 41, 45, 84, 4.2,
4.16, 110, 112, 123, 139, 150, 151,
6.3, 160
Диагенез 12, 13, 95, 157, 164
Динамический метаморфизм 13, 2^а,
30, 57, 71 — 82, 157
Дислокации в кристаллах 43
Диффузия 43, 44, 58, 76, 155, 158
Докембрий 78, 92, 120, 133, табл. 5.1,
135, 145, 5.10
 попосчатые железорудные форма-
 ции 139 — 141, 5.11
 щиты 35, 2.10, 102 — 112, 132, 139
 144, 157, 159, 164
Доломит 18, 68, табл. 3.3, 69, 90
- Железомагнезиальные минералы** 111
- Зародышеобразование** 43, 58
Захоронение толщ 14, 154, 6.4
Зеленокаменные пояса 139 — 143,
5.10, 148, 158
Зеленосланцевые породы 131, 141
 фация 141, 2.12
Зерна
 границы 43, 44, 58, 151
 размеры 11 — 19
 рост 43
Зона граната, изограда 93, 96
Зоны контактового метаморфизма 62
" регионального метаморфизма 84
- Игольчатый кристалл** 20
Известково-силикатная порода 4.16
Известняки 19, 23, 68 — 71, табл. 3.3,
4.1, 100, 155, 160
Изограда 55, 158
Изотопы 32, табл. 2.2, 2.3
Интрузии 14, 24, 30, 48, 2.7, 60, 92,
4.9, 105, 155, 156, 158
- Ирландия 125
Источники тепла 11, 29, 32
- Каледонская орогеня** 72, 78, 89,
4.6, 113, 122, 5.3, 123, 5.4, 5.5,
145, 6.3
Калифорния 113, 4.17, 131, 132
Калий 32, 95, 107 — 111, 135, 155
 калиевый полевоый шпат 107
Кальцит 18, табл. 1.2, 68, 69,
 табл. 3.3, 4.1, 162
Канадский щит 103, 104, 4.14
Карбонатные породы 23, 62, табл. 3.2,
68 — 71, табл. 3.3, 123
Карелия 4.2, 4.16, 5.9, 5.10, 5.11,
141
Кварц 18 — 20, табл. 1.2, 55, 62, 72,
 табл. 4.1, 111, 112, 143, 160
Кварциты 22, табл. 1.2, 63, 80, 125,
143, 158
Кианит 18, табл. 1.1, 24, табл. 4.1,
87, 4.3, 4.4, 93, 101, 102, 106,
143, 156
Кимберлиты 27
Кислые породы 33, 60, 74, 129
Кливаж, плоскость кливажа 19, 3.2,
67, 78, 4.10, 94, 6.2, 151, 158
Кливаж сланцеватости 65, 9^а, 4.10,
158
Компонент 158, 161
Конвекция 34, 58, 102
Конструктивные границы плит 37
Контактовый метаморфизм 13, 30,
57, 60 — 71, табл. 3.1, 3.1, 163
" ореол 27, 62, 92, 128, 132, 155,
158
Континентальный дрейф 4.6, 91,
5.2
" кора 12, 123, 138
Кора 11 — 13, 29, 44, 123, 129, 130,
5.7, 134 — 138, 144, табл. 5.2
Кордиерит 18, табл. 1.1, 66, 87, 94
Кратон 103, 137, 158
Кремни 128
Крип 41, 161
Кристалл 11, 20, 43 — 46
 дефекты 157
 решетка 43, 66, 87, 157
 рост 29, 43
Кристаллизация 11, 44, 49, 152 — 154

- Кристаллические сланцы 22, табл. 1.2, 45, 84, 4.2, табл. 4.1, 93, 95, 96, 112, 117, 125, табл. 5.1, 158
- Крокидолит 28, 1.5
- Ксенолиты 115, 158
- Литосфера** 34, 49, 115, 156, 159
- Литосферные плиты 2.6, 58, 121, 156, 163
- Льюисский гнейсовый комплекс 1.2, 72, 4.2, 103 — 106, 4.16
- Магма**, магматический 15, 58, 60, табл. 3.1, 105, 107, 123, 155
- Магматизм 123
- Мантия 34, 115, 123, 130, 139, 163
- Металлогенические провинции 133
- Метаморфизм 11 — 15, 104, 106, 154, 6.4
- " высоких давлений 130 — 133, 144
- Метаморфизм высокотемпературный 132, 144, 145
- " и орогенеза 105, 120 — 133
- " низких давлений 132
- " низкотемпературный 132, 133
- Метаморфическая зона 54, 55, 59, 159
- " история 133, 151, 154
- " минеральная ассоциация 20
- " порода 11, 12, 13 — 21, 120 — 183
- " пояса 130, 133, 138
- " процессы* 13, 14, 57, 60, 155
- " реакции 23, 24, 29, 30, 42, 45, 58
- " структура 84, 159
- " фация 54 — 57, 2.12, 59, 85, 159
- Метаморфическая зональность бучанского типа 4.5, 94, 117, 125, 151, " " типа типа Барроу 4.5, 93, 101, 106, 117, 125, 151
- Метаморфические реакции 23, 29, 42, 45, 58
- Метаосадочные породы 106, 109, 143
- Метасоматоз 155, 159, 162
- Мигматиты Табл. 1.2, 4.16, 111, 112, 117, 125, табл. 5.1, 139, 144, 159
- Миграция 111
- Милониты 25, табл. 1.2, 49, 74, 78, 161
- Минерал-индекс 55, 59, 84, 93, 117, 159
- Минеральная ассоциация 22, 30, 42, 54, 84, табл. 4.1, 105, 154, 159, 162 —
- Минералы в метаморфических породах 18, табл. 1.1, 21, табл. 4.1, 150, 151, 6.3
- Мойнская надвиговая зона 71, 78 — 82, 3.6, 3.13, 3.14, 123
- Мраморы 22, табл. 1.2, 27, 28, 68, 69, 100, 4.16, 125, 143, 160
- Мусковит 18, 20, 54, табл. 4.1, 94
- Надвиги** 24, 30, 49, 71, 123, 131, 154, 157
- Натрий** 111
- Одностороннее давление** 37, 39
- Озерный округ 64, 125, 128
- Океаническая кора 115, 123, 131, 163
- Оливин 18, 20, 62, 71, 106, 107, 144
- Ореол 24, 49, 155, 158, 160
- Орогенез 37, 53
- Орогенез и метаморфизм 46
- Орогенный складчатый пояс 46 — 49, 2.6, 58, 82, 85, 103, 4.14, 115, 120 — 133, 138, 160
- " цикл 129, 137, 154, 160
- Осевая плоскость 151, 6.2
- Основные породы 33, 49, 60, табл. 4.1, 115, 128, табл. 5.1, 143,
- Островная дуга 129, 130, 140
- Очковые гнейсы 21, 1.4, 128, 132, 160
- Парные метаморфические пояса** 132, 133, 160
- Парциальное давление 39
- Пегматиты 25, 107, 4.16
- Пелитовые породы 62 — 68, 85 — 102, табл. 4.1, 117, 4.19, 160 — 163
- Перекристаллизация 13, 19, 20, 25, 42, 44 — 49, 58, 114, 115, 139, 160, 161, 163
- Период полураспада 32, 33, табл. 2.2, 2.3, 161
- Песчаники 55
- Пироксены 18 — 20, табл. 1.2, 62, 71, 100, 105, 4.15, 107, 115, 144, 155
- Пироксеновые гнейсы 106, 111
- Плаггиоклаз Табл. 4.1, 143
- Пластинчатые минералы 19
- Пластинчатая деформация 49, 75 — 77, 161
- Платформа 2.10, 103
- Поверхностные процессы 1.1, 157
- Подвижные компоненты 23, 111, 112, 155

- Поднятие 42, 54, 105, 115, 154, 6.4
 Покровы 47, 54, 92, 123
 Полевой шпат 18, 20, табл. 1.2, 62,
 72, 4.2, 105, 111, 112, 151, 160
 Полиморфные модификации 24, 66, 87,
 4.3, 4.4, 156, 161
 Полосчатость 19, 1.4, табл. 1.2, 80,
 96, 105, 4.16, 111, 6.2, 158, 161
 Паровый флюид 13, 39, 41, 157
 Порфиробласты 20, 21, 1.3, 66, 97,
 150, 6.1, 160, 161
 Порфирокласты 21, 1.4, 25, 161
 Превращение 24, 87
 Предпочтительная ориентировка 19,
 20, 80
 Прогрессивный метаморфизм 23, 30,
 54, 66
 Промышленные рудные месторождения
 133, 141
 Протерозой 135, 144 – 148, табл. 5.2
 Псевдотахилиты 74, 75, 3.10, 80
 Пятнистые сланцы 3.2, 66, 161
- Равновесие** 22, 42, 43, 62, 87, 115, 159
 Радиоактивный распад 12, 123, 135,
 154
 " изотопы 12, 32, табл. 2.2, 37, 48, 50
 Разломы 39, 3.12, 113
 брекчии 72, 3.7, 3.12
 зоны 24, 71, 3.12
 Растворение под давлением 95, 4.12
 Растяжение 3.11
 Реакции 23, 24, 62, 161, 162
 Реакционные оторочки 71
 Региональный метаморфизм 13, 24,
 30, 57, 130, 131, 162
 Регрессивный метаморфизм 23, 24,
 30, 112, 151, 162
 Роговая обманка 18 – 20, 72, 4.2,
 табл. 4.1, 106, 4.15, 4.16, 111,
 143, 144, 156
 Роговики 25, табл. 1.2, 66, 162
 Роговообманковые кристаллические
 сланцы 144, 162
 Русская платформа 12
- Сан-Андреас, зона разломов** 71
 Свободная энергия 42 – 46, 58, 162
 Северо-Американский кратон 84,
 Сегрегация 95, 100
 Серпентин 106, 162
 Серпентиниты 128, 162
 Сжатие 53, 3.11, 123, 130, 144
 Силикатные минералы 11 – 21, 85, 164
 Силлиманит 18, табл. 1.1, 24, табл. 4.1,
 87, 4.3, 4.4, 94, 101, 102, 106,
 125, 143, 156
 Система 13, 23, 42, 158, 162
 Скандинавия 104
 Скарны 68, 155, 160, 162
 Складки 84, 4.2, 4.11, 4.16, 5.11, 144,
 6.2, 150
 Складкообразование 12, 105, 123, 131,
 126 – 130
 Складчатый горный пояс 12, 2.10,
 84, табл. 5.1, 145
 Сколовые пояса 75, 78
 Слоистость 19, 163
 Слюда 19, 45, 62, табл. 3.2, 78,
 табл. 4.1, 94, 112
 Сохранение первичных текстур 97,
 113, 128, 137, 5.9
 Спрединг 49
 Срединно-океанические хребты 49
 Ставролит 18, табл. 1.1, 4.1, 87, 101
 Столкновение плит 53, 58, 113, 5.3,
 120 – 133, 137, 146, 147
 Стресс 11 – 20, 29, 39, 46, 76, 94,
 160, 163
 Структура 13 – 20, 29, 67, 84, 159,
 160, 162, 163
 " гранобластовая 20, 67, 3.5, 105,
 117, 157, 158
 " линейная, линейность 19, 20, 1.2,
 25, 30, 107, 112, 144, 159
 " ориентированная 19, 20, 30, 105,
 112, 144, 150, 158 – 160
 " плоскостная 19, 25, 30
 " порфиробластовая 21, 25, 161
 " сланцеватая, сланцеватость 19,
 1.2, табл. 1.2, 30, 107, 144, 150, 162
 Степень (степень) метаморфизма
 54 – 57, 2.12, 84, 163
 Субдукции зона 29, 53, 2.9, 115 – 118,
 4.18, 123, 129, 5.7, 146, 156, 163
- Тальк** 27, 71, 162
 Текстура 14 – 18

- осадочных пород 137, 5.9
очковая 21
- Тектоника плит 15, 29, 49 — 54, 2.8,
115, 120, 137, 138, 146, 147, 163
- Тектоническая активность 134
" обстановка 115
- Тектонические плиты 120
" процессы 12, 134
- Тектонический цикл 47, 163
- Температура 11 — 13, 45, 71, 125, 154
- Тепловой полог 14, 29, 34 — 37,
табл. 2.4, 58, 102, 113, 115, 123,
132 — 138, 150, 163
- Теплопроводность 34, 58, 60, 115
- Термальный метаморфизм 13, 30,
57, 163
- Торий 32, 33
- Тройная точка 87, 4.4
- У**глерод 62, табл. 3.2, 3.3
- Угловое несогласие 24
- Ультраосновные породы 105, 107,
табл. 5.1, 143
- Упругая деформация 41, 76, 77, 163
- Уран 32, 33
- Уэльс 27, 125 — 128, 5.5
- Ф**аза 23, 45, 158, 162, 163
- Фанерозой 52, табл. 5.1, 135
- Филлиты Табл. 1.2, 4.1, 95, 4.11, 163
- Флюиды, флюидное давление 13, 14,
23, 56, 60, 71, 84, 112, 155, 157
- Фундамент 12, 24, 78, 5.10
- Х**айленд, краевой разлом 89, 3.6, 4.5
- Хиастилит 16, 66, 3.4, 161, 164
- Хлорит 18, 54, табл. 4.1, 95, 141, 162
- Хлоритовая зона, изограда 55, 94
- Хрупкая деформация 39, 76, 77, 80,
113, 164
- Ц**емент, цементация 11, 12, 25, 72
- Цеолиты 131, 164
- Цикл образования пород 1.1
- Ч**астичное плавление 14, 53, 102, 111,
112, 117, 123, 129, 132, 139,
145, 159
- Ш**овная зона 54, 164
- Шотландия 27, 70, 71, 3.6, 103, 104
125
- Шотландские нагорья 55, 89, 4.5,
4.9, 128
- Щ**иты 29, 84, 4.1, 117 — 120, 135,
158, 164
- Э**клогиты 115, 125
- Элементы 62, 111, 123
- Энергия 20, 43 — 45, 138, 146, 162
- Эпидот 18, 69, табл. 4.1
- Эрозия 42, 47, 105, 115, 141, 154

Содержание

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА	5
ПРЕДИСЛОВИЕ	8
БЛАГОДАРНОСТИ	9
СПИСОК ТАБЛИЦ	10
<i>Глава 1.</i> Введение: что такое метаморфические породы? . . .	11
<i>Глава 2.</i> Изменение пород при метаморфизме. Факторы, контролирующие метаморфизм.	31
<i>Глава 3.</i> Метаморфические образования I	60
<i>глава 4.</i> Метаморфические образования II	84
<i>Глава 5.</i> Горообразование и метаморфические породы	120
<i>Глава 6.</i> Определение времени проявления процессов метаморфизма	150
СЛОВАРЬ ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ТЕРМИНОВ	156
ОТВЕТЫ НА ВОПРОСЫ УПРАЖНЕНИЙ	165
РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА	167
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	169

Уважаемый читатель !

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и др. просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, 1-й Рижский пер., дом 2, издательство "Мир".

КОРНЕЛИУС ГИЛЛЕН

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Научный редактор *Н.А.Никишина*

Младший редактор *Е.В.Шпикалова*

Художник *Е.Н.Урусов*

Художественный редактор *А.Я.Мусин*

Технический редактор *Т.А.Алюпина*

Корректор *И.С.Голубева*

ИБ № 5007

Подписано к печати 9.08.84

Формат 60×90/16.

Бумага офсетная № 1.

Гарнитура таймс. Печать офсетная. Объем 5,50 бум. л.

Усл. печ. л. 11,00. Усл.кр.-отт. 11, 24.

Уч.-изд.л. 10,56. Изд. № 5/3407.

Тираж 2000 экз. Зак. 1274ф Цена 1 р. 60 к.

Набрано в издательстве "Мир" на участке оперативной полиграфии
129820, ГСП, Москва, 1-й Рижский пер., 2

Отпечатано в типографии Министерства Культуры СССР.

Столециников пер., 2.

1p. 80 kol.

4503

103
—
1